

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
«Дальневосточный геологический институт
Дальневосточного отделения Российской академии наук»

ГЕОЛОГИЯ НА ОКРАИНЕ КОНТИНЕНТА

**I молодежная научная конференция-школа,
приуроченная к 60-летию юбилею
ДВГИ ДВО РАН**

*Владивосток
14–19 сентября 2019 г.*

Материалы

Владивосток



2019

© ДВГИ ДВО РАН, 2019
ISBN 978-5-7444-4604-8

УДК 55
ББК 26.3

Геология на окраине континента : I молодежная научная конференция-школа, приуроченная к 60-летию юбилею ДВГИ ДВО РАН, Владивосток, 14–19 сентября 2019 г. : материалы. – Владивосток : Издательство Дальневосточного федерального университета, 2019. – 1 CD-ROM. – Загл. с титул. экр. – ISBN 978-5-7444-4604-8 . – Текст: электронный.

Доклады, представленные в сборнике, посвящены изучению различных вопросов геологии, минералогии и геохимии рудных месторождений, а также вопросов геоэкологии. Задача научной конференции-школы – познакомить студентов, аспирантов и молодых специалистов с новейшими достижениями в изучении процессов рудообразования. Материалы опубликованы в авторской редакции. Авторы несут полную ответственность за достоверность приведенных сведений, отсутствие данных, не подлежащих открытой публикации, и точность информации по цитируемой литературе. Некоторые материалы прошли техническое редактирование без извещения авторов.

Текстовое электронное издание

Минимальные системные требования:
процессор с частотой 1,3 ГГц (Intel, AMD); оперативная память 256 МБ,
свободное место на винчестере 335 МБ; Windows (XP; Vista; 7 и т.п.)

Программное обеспечение:
Acrobat Reader, Foxit Reader либо любой другой их аналог

Редакторы:
С.А. Касаткин, А.А. Чащин, В.В. Раткин,
Г.А. Челноков, И.В. Брагин.

Дальневосточный федеральный университет
690091, г. Владивосток, ул. Суханова, 8.
Тел./факс: (423) 226-54-43, 265-24-24 (*2383)
E-mail: dvfutip@yandex.ru, editor_dvfu@mail.ru

Изготовитель CD-ROM:
Дальневосточный федеральный университет,
690091, Владивосток, ул. Суханова, 8

Подписано к использованию 27.07.2019 г.
Объем 25,3 Мб.
Тираж 50 экз.

© ДВГИ ДВО РАН, 2019

СОДЕРЖАНИЕ

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ ТЕКТОНИКА И СТРАТИГРАФИЯ	8
ОПРЕДЕЛЕНИЕ МАРКИРУЮЩИХ ГОРИЗОНТОВ ТЕФРЫ СИЛЬНЕЙШИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ. О.В. Бергаль-Кувикас, С. Bouvet de Maisonneuve	9
ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ ЦРКОНОВ ИЗ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАЛОТЫНДИНСКОЙ ВПАДИНЫ (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА). В.А. Заика, А.А. Сорокин	12
ВОЗРАСТ ГРАНИТОИДОВ ЗЛАТОУСТОВСКОГО КОМПЛЕКСА СЕЛЕМДЖИНСКОГО ТЕРРЕЙНА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА. В.А. Заикина, А.А. Сорокин	13
ФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ КАК МЕТОД ИЗУЧЕНИЯ СЕГМЕНТНОЙ АКТИ- ВИЗАЦИИ РАЗЛОМОВ. А.А. Каримова, С.А. Борняков	15
ПЕРСПЕКТИВЫ ГАЗОНОСНОСТИ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО СЕКТОРА АКВАТОРИИ БЕРИНГОВА МОРЕЯ НА ОСНОВЕ ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМИЧЕС- КИХ ДАННЫХ. А.В. Кишанков	18
ВЕРХНЕПЕРМСКИЕ СФИНКТОЗОА В ОРГАНОГЕННЫХ ИЗВЕСТНЯКАХ НА ЮГЕ ПРИ- МОРСКОГО КРАЯ. Е.Н. Малышева	19
ТЕКТОНО-МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ЛАДОЖ- СКОГО КОМПЛЕКСА В ЭПОХУ СВЕКОФЕНСКОГО ТЕКТОГЕНЕЗА. М.А. Матвеев, ЮА. Моро- зов, А.Л. Кулаковский, А.И. Смутьская	21
ИЗВЕСКОВЫЙ НАНОПЛАНКТОН ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОРНОГО КРЫМА. Л.М. Матлай	24
ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ИСТОЧНИКИ КЛАСТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА ТЕР- РИГЕННЫХ ПОРОД ТАУХИНСКОГО АККРЕЦИОННОГО КОМПЛЕКСА (СИХОТЭ-АЛИНЯ). С.Л. Медников, Н.Н. Крук, И.В. Николаева, Д.В. Снеменова	26
ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИЙ ЭТАП В ИСТОРИИ ЭВОЛЮЦИИ ЮЖНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА. З.Л. Мотова	29
ДАТИРОВКА СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКОВ ОЗЕРА КУЧЕРЛИНСКОЕ МЕТОДАМИ ВАРВОХРОНОЛОГИИ. В.С. Новиков, А.В. Дарьин, М.А. Максимов	31
НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОДИНАМИКЕ ФОРМИРОВАНИЯ КРАСКИНСКОЙ ВПАДИНЫ (ЮЖНОЕ-ПРИМОРЬЕ). Н.Ю. Попов, С.А. Касаткин, И.Ю. Чекрызов	33
ГЕОХИМИЯ МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД НИЖНЕМЕЛОВОЙ МАЛОТЫНДИНСКОЙ СЕРИИ МАЛОТЫНДИНСКОЙ ВПАДИНЫ (СЕВЕРНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ МОНГОЛО-ОХОТС- КОГО МЛАДЧАТОГО ПОЯСА). Ю.Н. Смирнова, В.А. Заика	36
ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕСЧАНИКОВ ВЕРХНЕГО ВЕНДА ЮГО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ. Т.М. Сокур	38
ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ	41
ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫЙ РЕЖИМ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАГМ ВУЛ- КАНА ЧАНБАЙШАНЬ (КИТАЙ-СЕВЕРНАЯ КОРЕЯ). О.А. Андреева, И.А. Андреева, В.В. Ярмолук	42
ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ АНАЛИЗА БАЗЫ ДАННЫХ ГЛОБАЛЬНОЙ ПРОГ- РАММЫ ВУЛКАНИЗМА В ИЗУЧЕНИИ БАЗАЛЬТ-АНДЕЗИТОВЫХ ИГНИБРИТОВ ВОСТОЧ- НОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА КАМЧАТКИ. О.В. Бергаль-Кувикас, А.Н. Рогозин, Е.С. Кляпицкий	42
К/Аг ВОЗРАСТ И ГЕОХИМИЯ СРЕДНИХ И КИСЛЫХ ПОРОД ВУЛКАНА ДАГДЫ (ВОСТОЧНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ). С.Ю. Будницкий. А.А. Чашин, В.К. Попов, С.А. Чашин, А.А. Вель- демар, Д.С. Остапенко	44
ГЕОХИМИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД И ВТОРИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АНТОНОВСКОГО СЕРОВОДОРОДНОГО ИСТОЧНИКА (О. САХАЛИН). К.Ю. Бушкарева. Г.А. Челноков, И.В. Брагин, Н.А. Харитонова	46
ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД ПОД- ВОДНОЙ ГОРЫ ХАХАДЖИМА. А.Н. Голич, С.В. Высоцкий.	49
ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В БУРЫХ УГЛЯХ УЧАСТКА «СПЕЦУГЛИ» ПАВЛОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПРИМОРЬЕ). С.С. Ильенко, И.Ю. Чекры- зов, С.И. Арбузов, В.В. Иванов, М.Г. Блохин.	52

САГАНАХГОЛЬСКАЯ И ШОРТАЙГИНСКАЯ ГАББРО-СИЕНИТОВЫЕ ИНТРУЗИИ ПАТЫНСКОГО КОМПЛЕКСА ГОРНОЙ ШОРИИ. Е.К. Кожахметов, Т.В. Козулина	55
ОПРЕДЕЛЕНИЕ РЕНИЯ МЕТОДОМ ИСП-МС В УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ, ОРГАНОМИНЕРАЛЬНЫХ И ОРГАНОГЕННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБРАЗЦАХ. Д.С. Остапенко., Н.В. Зарубина, В.В. Иванов.	58
НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО Ar-Ar ДАТИРОВАНИЮ ИГНИМБРИТОВ КАРЫМШИНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА). А.Н. Рогозин, И.Н. Биндеман.	60
Sm-Nd ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УСЛОВНО РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ДЯГДАГЛЕЙСКОЙ ТОЛЩИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БУРЕЙНСКОГО ТЕРРЕЙНА. М.В Стифеева, Р.О. Овчинников.	63
ПРОЦЕССЫ ФРАКЦИОННОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ И КОНТАМИНАЦИИ В ФОРМИРОВАНИИ БАЗАЛЫТ-РИОЛИТОВОЙ СЕРИИ ТАЛЬМИНСКОЙ ВУЛКАНОСТРУКТУРЫ, ЮГО-ЗАПАДНОЕ ПРИМОРЬЕ. С.А. Чашин, Ю.А. Мартынов.	64
НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ ПОРОД БИРОБИДЖАНСКОГО ГАББРО-ГРАНИТНОГО КОМПЛЕКСА (МАЛОХИНГАНСКИЙ БЛОК БУРЕЙНСКОГО МАССИВА). Е.В. Шупилко, Ю.Ю. Юрченко, Н.А. Гольцин.	68
КОМБИНИРОВАННЫЕ ДАЙКИ ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА: УСЛОВИЯ ГИБРИДИЗАЦИИ КОНТРАСТНЫХ ПО СОСТАВУ МАГМ. В.А. Яковлев, И.В. Кармышева, В.Г. Владимиров.	70
ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ГАЗОВ В ДОННЫХ ОСАДКАХ ЮЖНО-ТАТАРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА (ТАТАРСКИЙ ПРОЛИВ, ЯПОНСКОЕ МОРЕ). А.В. Яцук, А.К. Окулов, Н.С. Сырбу.	72
МЕТАЛЛОГЕНИЯ И ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ	74
ПЕРСПЕКТИВНАЯ РУДОНОСНОСТЬ ЮГА КЕМСКОГО ТЕРРЕЙНА. Е.В. Горобейко.	75
ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ РЕСПУБЛИКИ БУРЯТИЯ. Н.Г. Дмитриева.	78
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ГЕНЕРАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ ПОЛИХРОННОЙ РМС ДАЛЬНЕГОРСКО-КРАСНОРЕЧЕНСКОЙ РУДОНОСНОЙ ПЛОЩАДИ (СИХОТЭ-АЛИНЬ, РОССИЯ). О.А. Елисеева, В.В. Раткин, Г.А. Валуи.	81
МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ В ПРЕДЕЛАХ КОШКИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (О. ШУМШУ, БОЛЬШАЯ КУРИЛЬСКАЯ ГРЯДА). П.С. Жегунов, Н.В. Черкашина, И.В. Зюзюкин, Ю.Ю. Юрченко.	84
ПЕРВЫЕ СВЕДЕНИЯ О ВОЗРАСТЕ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ УНГЛИЧКАН (МОНГОЛО-ОХОТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС). А.Ю. Кадашникова, А.А. Сорокин, А.В. Пономарчук, А.В. Травин, В.А. Пономарчук.	87
РАСТРОВАЯ ЭЛЕКТРОННАЯ МИКРОСКОПИЯ И РЕНТГЕНО-СПЕКТРАЛЬНЫЙ МИКРОАНАЛИЗ В ГЕОЛОГИИ: ВОЗМОЖНОСТИ И ПРИМЕРЫ ПРИМЕНЕНИЯ. И.И. Кемкин.	89
МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА ЛО ГАМ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ ВЬЕТНАМ): ПОЛИХРОННО-ПОЛИГЕННЫЕ УЗЛЫ Pb-Zn РУДООБРАЗОВАНИЯ. Нгуен Зуи Хынг, В.В. Раткин, Л.Ф. Симаненко, П.А. Игнатов, Чан Чонг Хоа, Чан Ван Зыонг.	91
ГЕОХРОНОЛОГИЯ МЕЗОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА АДЛАНО-СТАНОВОГО ЩИТА. НОВЫЕ ДАННЫЕ. А.В. Пономарчук, И.Р. Прокопьев, А.Г. Дорошкевич.	94
ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ТЕЛЛУРА И УСЛОВИЯ ЕГО КОНЦЕНТРИРОВАНИЯ В РУДАХ АГИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАМЧАТКА). Скильская Е.Д., Округин В.М.	96
РОЛЬ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ КАТУГИНСКОГО РЕДКОМЕТАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАБАЙКАЛЬСКИЙ КРАЙ, РОССИЯ). А.Е. Старикова, Е.С. Яковенко.	98
О МЕДНО-ЗОЛОТО-ПОРФИРОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУМ123 РОЧ (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА). К.О. Шишканова, В.М. Округин, Т.М. Философова .	101

ГЕОЭКОЛОГИЯ, ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ	106
ВОЗДЕЙСТВИЕ ТРЕЩИННО-ЖИЛЬНЫХ ВОД НА СОСТОЯНИЕ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД НА БАЙКАЛЬСКОЙ ПРИРОДНОЙ ТЕРРИТОРИИ. Н.А. Ангахаева.	107
ИССЛЕДОВАНИЕ НАЛЕДЕЙ ВДОЛЬ ФЕДЕРАЛЬНОЙ АВТОДОРОГИ А-360 «ЛЕНА» ПО КОСМОСНИМКАМ SENTINEL-2. Н.Е. Баишев.	110
ИССЛЕДОВАНИЕ РЕЧНЫХ ВОД ЕВРЕЙСКОЙ АВТОНОМНОЙ ОБЛАСТИ. Е.А. Вах, В.И. Петухов, И.О. Кишкарева, А.С. Зубцова.	113
СООТНОШЕНИЕ ИНДИКАТОРОВ АТМОСФЕРНЫХ ВЫПАДЕНИЙ ^7Be, ^{210}Pb, ^{137}Cs И НЕРАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ (K, Cs, Sc, ΣREE) ВО МХАХ, ЛИШАЙНИКАХ И ХВОЕ КЕДРА И ЛИСТВЕННИЦЫ НА ТЕРРИТОРИИ ЯНАО (АРКТИЧЕСКАЯ ЧАСТЬ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ). Ю.С. Восель, Д.К. Белянин, М.С. Мельгунов, К.А. Мезина, И.С. Журкова, М.В. Рубанов, Б.Л. Щербов.	115
ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЛЕНО-АНАБАРСКОЙ ЗОНЫ. Дульцев Ф.Ф.	118
К ВОПРОСУ ОЦЕНКИ ЭКОЛОГИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БУХТЫ ЗОЛОТОЙ РОГ. А.С. Зубцова, Е.А.Вах, И.Л. Зубцова.	122
ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЙ ПРОГНОЗ ЭКСПЛУАТАЦИИ ПУНКТА ГЛУБИННОГО ЗАХОРОНЕНИЯ ЖИДКИХ РАДИОАКТИВНЫХ ОТХОДОВ. О.Н. Кокорев, А.Г. Кеслер, А.Д. Истомин, М.Д. Носков, А.А. Чеглоков.	123
НОВЫЙ ПОДХОД К ПОДБОРУ СЦЕНАРНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В ОЦЕНКАХ УСТОЙЧИВОСТИ СКЛОНА ПОД СЕЙСМИЧЕСКОЙ НАГРУЗКОЙ. А.В. Коновалов, А.А. Степнов, Ю.А. Степнова.	124
ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ АЗОТНЫХ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРЖДЕНИЯ КУЛЬДУР (ЕВРЕЙСКАЯ АВТОНОМНАЯ ОБЛАСТЬ). Л.А.Лямина, Н.А.Харитоновна, И.В. Брагин, Г.А. Челноков.	125
^7Be, ^{210}Pb, ^{137}Cs В АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКАХ НА ЮГЕ И СЕВЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ. К.А. Мезина, М.С. Мельгунов, Д.К. Белянин.	128
РИСКИ ДЛЯ ГОРОДСКОЙ ИНФРАСТРУКТУРЫ ПРИ СТРОИТЕЛЬСТВЕ ГОРНО-ЛЫЖНЫХ КУРОРТОВ (НА ПРИМЕРЕ ТОР «ГОРНЫЙ ВОЗДУХ» О. САХАЛИН). А.А. Музыченко, В.А. Лобкина, Ю.В. Генсировский.	131
ГЕНЕЗИС ПОДЗЕМНЫХ ВОД НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АРКТИЧЕСКИХ РАЙОНОВ СИБИРИ. Д.А. Новиков.	134
ГЕОХИМИЯ ХЕМОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОЛЧАНСКОГО МИНЕРАЛЬНОГО ИСТОЧНИКА (О. САХАЛИН). А.А. Павлов, К.Ю. Бушкарёва, Г.А. Челноков, И.В. Брагин, Н.А. Харитонова.	138
ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ДОЛИНАХ РЕК СЕНЦА И ЖОМБОЛОК, ВОСТОЧНЫЙ САЯН. В.А. Пеллинен, Е.В. Лебедева, А.А.Светлаков, Т.М. Сковитина, Д.В.Михалев.	140
СОВРЕМЕННОЕ ТЕМПЕРАТУРНОЕ СОСТОЯНИЕ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ В ДОЛИНЕ РЕКИ СЕНЦА . А.А.Светлаков, Е.А.Козырева, С.В.Алексеев.	143
ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ АНАБАРО-ХАТАНГСКОГО БАССЕЙНА. А.В. Черных.	144

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ТЕКТЕНИКА И СТРАТИГРАФИЯ

ОПРЕДЕЛЕНИЕ МАРКИРУЮЩИХ ГОРИЗОНТОВ ТЕФРЫ СИЛЬНЕЙШИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

О.В. Бергаль-Кувикас^{1,2}, С. Bouvet de Maisonneuve³

¹*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, e-mail:
kuvikas@mail.ru*

²*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г.
Москва*

³*Earth Observatory of Singapore, Nanyang Technological University, Singapore*

Юго-Восточная Азия (ЮВА) – экваториальный регион Земли со сложным геодинамическим строением. Ввиду густонаселенности и плотной застройки территории, экваториального климата с обильными осадками и значительным переносом материала, часто меняющимся уровнем моря, фактически, в регионе отсутствуют условия для сохранения тефры в почвенно-пирокластическом чехле. Для оценки вулканопасности от вулканических пеплов и реконструкции вулканической активности в регионе, на основе опубликованных данных и полевых работы, нами была создана база данных всех исторических извержений вулканов ЮВА [2]. Особое внимание уделялось извержениям с индексом эксплозивности (VEI) ≥ 6 , так как для этих извержений характерны формирования объемных извержений (10^{10} - 10^{11} м³) с подъемом эруптивной колонны более чем 25 км [1].

Детальный обзор и анализ созданной базы данных позволил выделить субрегионы вдоль островных дуг Сунда-Банда в Индонезии и на Филиппинах. Охарактеризованы каждые субрегионы по частоте встречаемости, типам извержений и специфическим характеристикам и составам фенокристаллов [2]. Список наиболее сильных извержений представлен в таблице 1.

Таблица 1. Список сильнейших извержений вулканов (VEI 6-8) ЮВА [2].

Порядковый номер	Названия вулканов	Регионы	Индекс эксплозивности извержений (VEI 6-8)	Даты извержений
1	Пинатубо	Лузон	6	1991
2	Кракатау	Суматра-Ява	6	1883
3	Тамбора	Банда	7	1815
4	Ринджиани	Банда	7	1257
5	Пинатубо	Лузон	6	1,050 до н.в.
6	Пинатубо	Лузон	6	3,550+/-500 до н.в.
7	Таал	Лузон	6	6,925+/-859 до н.в.
8	Пинатубо	Лузон	6	7,460+/-150 до н.в.
9	Диенг вулканический комплекс	Ява	6	19,233+/-2320 до н.в.
10	Кальдера Батур	Банда	6	20,150 до н.в.
11	Кальдера Батур	Банда	6	29,300 до н.в.
12	Ранау	Суматра	7	33,640 до н.в.
13	Масураи	Суматра	?	32,768 до н.в.
14	Булусан	Лузон	6	37,500+/-2,500 до н.в.
15	Манинджау	Лузон	6	52,000+/-3,000 до н.в.
16	Тоба	Суматра	8	74,000+/-3,000 до н.в.
17	Пинатубо	Лузон	?	81 000 до н.в.

18	Тангкубанпараху	Ява	?	190,000 до н.в.
19	Манинджау	Суматра	7	280,000 до н.в.
20	Тоба	Суматра	7	501,000+/-5,000 до н.в.
21	Тоба	Суматра	8	788,000+/-2200 до н.в.
22	Тоба	Суматра	6	1,200,000+/-160,00 до н.в.

Примечание: индекс эксплозивности (VEI) и даты извержений приведены по данным [3,4].

Наиболее сильные извержения с индексом эксплозивности 7-8 приурочены к субрегиону Суматра – пролив Сунда в Индонезии (рис. 1). Здесь локализованы разновозрастные кальдеры вулканов Тоба, Ранау, Манинджау. Тефры, перечисленных выше кальдер, характеризуются высоким содержанием кремнекислоты и несовместимых элементов (K_2O , Rb, Sr).

Вулканы островов Явы и Бали в Индонезии, в основном, имеют индекс эксплозивности 3-5. Основные представители: Мерапи, Геде, Келуд, Батур. Тефры отличимы по высокому содержанию Na_2O .

В субрегионе Тенгера и Сулавеси в Индонезии есть несколько кальдер, которые извергались в исторический период времени – это Ринджиани (1257 г.) и Тамбора (1815 г.). Также в этом субрегионе локализованы несколько менее активных вулканов: Банда Апи, Палувех, Ниверинг. Тефры сильнейших извержений этого субрегиона имеют высокое содержание K_2O при базальт-андезитовом составе магм.

На Филиппинах было выделено три субрегиона: Лузон, Центральные Филиппины и Минланао. В Лузоне наиболее активен вулкан Пинатубо. За 10 тысяч лет было по меньшей мере три извержения с индексом эксплозивности 6. Кальдеры Лагуна, Натиб и Таал характеризуются индексом эксплозивности 4-5. На Центральных Филиппинах наиболее интересен вулкан Булузан с индексом извержения 7 и кальдерой, сформировавшейся примерно 37 тыс. лет назад. На Минданао наиболее активен вулкан Паркер с индексом эксплозивности 4-5.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Bergal-Kuvikas O.V., Bouvet de Maisonneuve C.** Timing, magnitude and geochemistry of major Southeast Asian volcanic eruptions: Identifying tephrostratigraphic markers // Journal of Quaternary Science. Special Issue: INTAV Tephra. 2019 (submitted).
2. **Global Volcanism Programm.** 2018. Volcanoe of the World, V.4.7.4. Venzke e. (ed.). Smitconiam Institute. Download Nov. 2018. [https:// volcano.si.edu](https://volcano.si.edu)
3. **Newhall CG, Self S.** The volcanic explosivity index (VEI) an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. Journal of Geophysical Research: Oceans. 1982 Feb 20;87(C2):1231-8.
4. **Volcano Global Risk Identification and Analysis Project (VOGRIPA).** British Geological Survey. Downmload Nov. 2018. [https:// www.bgs.ac.uk/vogripa/](https://www.bgs.ac.uk/vogripa/)

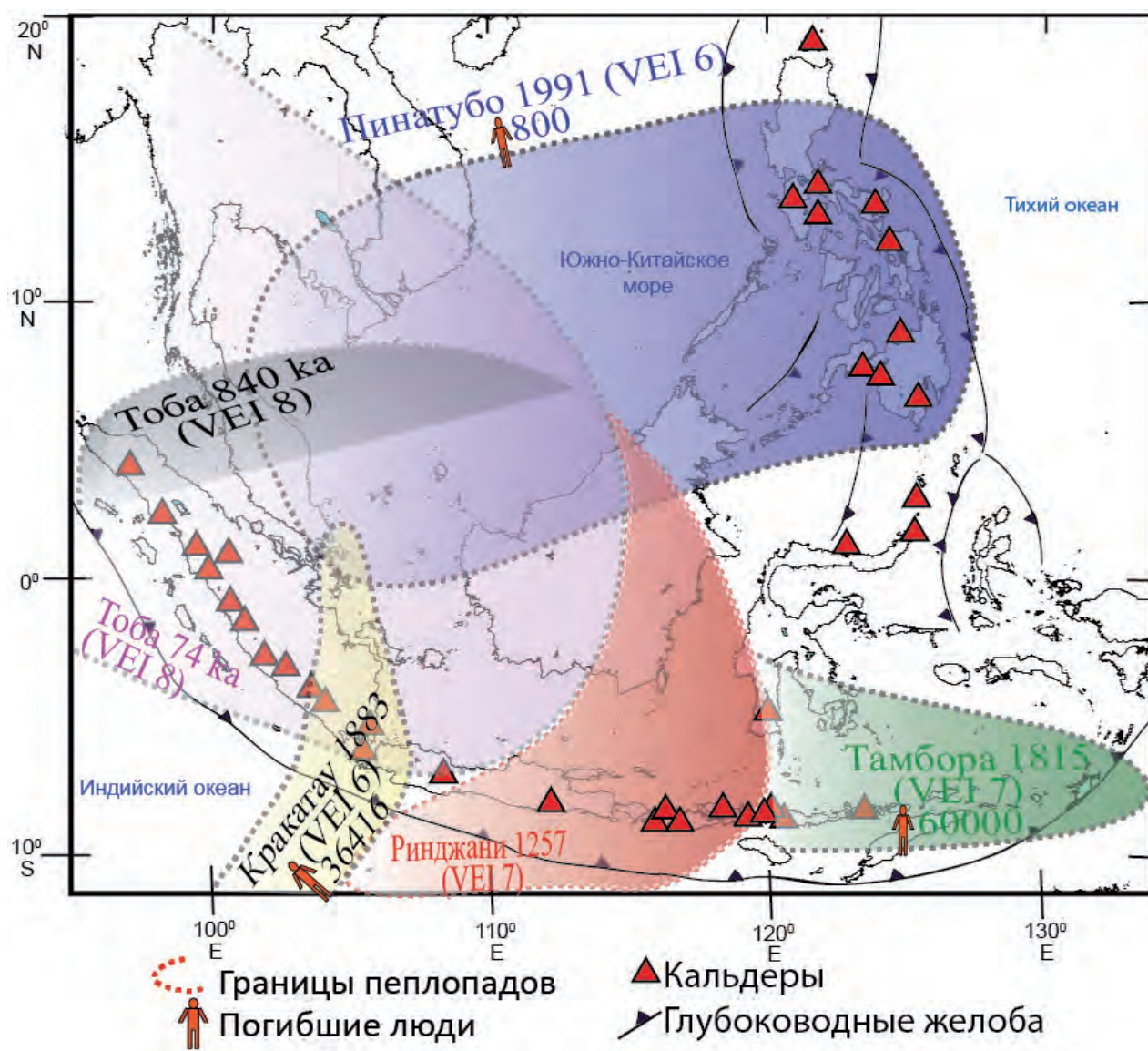


Рис. 1. Границы пеплопадов сильнейших извержений ЮВА [1].

ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ ЦИРКОНОВ ИЗ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАЛОТЫНДИНСКОЙ ВПАДИНЫ (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА)

В.А. Заика, А.А. Сорокин

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск,
e-mail: zaikava@ignm.ru

Монголо-Охотский складчатый пояс является одним из основных структурных элементов Азии. Многие вопросы его эволюции ещё не решены, в настоящее время наиболее дискуссионными являются вопросы о времени и характере проявления аккреционных и коллизионных процессов.

Одним из источников информации являются сведения о возрасте, источниках сноса и тектонических условиях накопления терригенных пород мезозойских осадочных бассейнов, расположенных в пределах континентальных структур обрамления северной части Монголо-Охотского пояса и непосредственно сопряженных с этим поясом. Нами были проведены исследования нижнемеловых терригенных отложений, выполняющих Малотындинскую впадину, которая вытянута в субширотном направлении вдоль границы между южной окраиной Джугджуро-Станового супертеррейна и Тукурингрским террейном восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса.

В строении малотындинской впадины выделяют следующие стратиграфические подразделения (снизу вверх). Среднеюрская дессовская свита, верхнеюрско-нижнемеловая стрелкинской свита и нижнемеловая малотындинская серия [6]. Дессовская свита сложена филлитизированными алевролитами с прослоями метапесчаников, метааргиллитов, линзами конгломератов, углистых сланцев среднеюрской дессовской свиты мощностью до 1120 м [5, 6]. В метаалевролитах обнаружены *Mytiloceras* *ambiguus* (Eichw.), *M. cf. formosolus* (Vor.) Sey, *M. cf. ussuriensis* (Vor.) Sey, *M. cf. lucifer* (Eichw.), *M. cf. jurensis* (Kosch.) аален-байосского возраста [6]. С размывом залегают на дессовской свите валунно-галечные конгломераты, содержащие прослои полимиктовых и аркозовых метапесчаников, гравелитов, углистых метаалевролитов вехнеюрской-нижнемеловой холоджиканской (по [2, 3] или стрелкинской (по [5, 6]) свиты. В Малотындинской впадине мощность холоджиканской свиты превышает 1500 м, она содержит многочисленные растительные остатки, среди которых присутствуют юрские *Raphaelia cf. diamensis* Sew. По присутствию хвощей *Equisetites tschetschumensis* Vas., характерных для чечумского горизонта Ленского бассейна, возраст верхов свиты сужается до титонского яруса поздней юры [6]. Нижнемеловая малотындинская серия сложена валунно-галечными и галечными конгломератами с прослоями крупнозернистых песчаников мощностью 2500 м. Эти отложения содержат остатки ископаемой флоры *Ginkgo sibirica* Heer, *Podosamites lanceolatus* L. et H., *Pituophyllum nordenskioldia* (Heer) [6].

Геохронологические U-Th-Pb исследования выполнены для детритовых цирконов из песчаника (обр. R-19) малотындинской серии одноименной впадины. При изучении 127 зерен детритовых цирконов метапесчаника малотындинской серии, конкордантные оценки возраста получены для 82 зерен в интервалах 162-194, 223-233, 331-347, 1770-1998 и 2480-2648 млн лет. Наиболее отчетливые пики на кривой относительной вероятности возрастов соответствуют значениям 171, 230, 343 и 1873 млн лет. Наиболее молодое зерно цирконов имеет возраст 162 ± 2.5 млн лет.

Наиболее вероятным источником раннедокембрийских цирконов являются комплексы южного обрамления Северо-Азиатского кратона. В частности, поступление наиболее древних цирконов в Малотындинскую впадину связано с разрушением неоархейских пород станового комплекса протолиты которых имеют возраст 2.6-2.9 млрд лет [см обзор в 1].

Результаты исследований позволяют сформулировать следующие выводы:

1). Наиболее молодые цирконы из песчаника (обр. R-19) малотындинской серии имеют

среднеюрский возраст 162 ± 2.5 млн лет, что находится в противоречии со стратиграфическим нижнемеловым возрастом серии [6].

2). Наиболее молодые палеоокеанические комплексы Монголо-Охотского пояса имеют ранне- или среднеюрский возраст [4], что указывает на то, что Малотындинская впадина, в породах которой присутствуют среднеюрские цирконы, начала формироваться после завершения орогенических процессов.

3). Основными источниками материала для метаосадочных пород малотындинской серии одноименной впадины, в которых присутствует большое количество раннедокембрийских и раннекаменноугольных цирконов, вероятнее всего, являлась южная окраина Северо-Азиатского кратона. Именно здесь широко представлены неоархейские породы станового комплекса, протолиты которых имеют возраст 2.6-2.9 млрд лет, а так же неоархейские и палеопротерозойские интрузии, претерпевшие структурно-метаморфические преобразования на рубежах 2.6 и 1.9 млрд лет (см. обзор в [1]).

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект 18-35-00002-мол-а).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Великославинский С.Д., Котов А.Б., Ковач В.П., Толмачева Е.В., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Загорная Н.Ю., Wang K.L., Chung S.L., Ярмолук В.В., Хераскова Т.Н.** Возраст и тектоническое положение метаморфического Станового комплекса (восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Геотектоника. 2017. №4. С. 3-16.
2. **Вольский А.С., Афанасов М.Н., Годзевич Б.Л., Ельянов А.А, Кастрыкина В.М., Кастрыкин Ю.П.** Геологическая карта региона БАМ. Масштаб 1:500 000. Лист N-51-Б. Под ред. Л.П. Карсакова. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.
3. **Годзевич Б.Л.** Геологическая карта региона БАМ. Масштаб 1:500 000. Лист N-52-А. Под ред. Л.П. Карсакова. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.
4. **Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогов О.** Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология . 1999. Т. 18. № 5. С. 24-43.
5. **Петрук Н.Н., Козлов С.А.** Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000. Лист N-51 (Сковородино). Третье поколение. Дальневосточная серия. Ред. Вольский А.С. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009.
6. **Сережников А.Н., Волкова Ю.Р.** Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000. Третье поколение. Лист N-52 (Зея). Дальневосточная серия. Ред. Вольский А.С. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007.

ВОЗРАСТ ГРАНИТОИДОВ ЗЛАТОУСТОВСКОГО КОМПЛЕКСА СЕЛЕМДЖИНСКОГО ТЕРРЕЙНА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

В.А. Заика, А.А. Сорокин

*Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г.Благовещенск,
e-mail: zaikava@ignm.ru*

Монголо-Охотский складчатый пояс является одним из значимых структурных элементов восточной Азии. Он протягивается в виде узкой (до 300 км) полосы на 3000 км от Удской губы Охотского моря до Центральной Монголии. Монголо-Охотский складчатый пояс привлекает к себе пристальное внимание многие поколения геологов, но кардинальные вопросы его эволюции остаются не решены. Это обуславливается недостатком геохронологических данных для слагающих пояс геологических комплексов. В значительной степени это относится к офиолитовым и габбро-гранитоидным комплексам.

В строении Селемджинского террейна выделяются [1,2]: условно нижнекаменноугольная афанасьевская свита (более 1200 м), сложена мусковит-кварц-альбитовыми, биотит-мусковит-кварц-альбитовыми, альбит-хлорит-эпидот-амфиболовыми сланцами, согласно (?) перекрывается условно нижнекаменноугольной талыминской свитой; условно нижнекаменноугольная талыминская свита (1600 м), сложенная метапесчаниками, металевролитами, глинистыми сланцами, зелеными сланцами, кварцитами, мраморизованными известняками; условно среднекаменноугольная златоустовская свита (2100 м) представлена глинистыми сланцами, рассланцованными метапесчаниками и металевролитами, зелеными сланцами, metabазальтами, микрокварцитами, мраморизованными известняками, представления о среднекаменно-угольном возрасте свиты основываются на споропыльцевом комплексе [1, 2]; условно среднекаменноугольная сагурская свита (более 1200 м) сложена филлитизированными глинистыми сланцами, рассланцованными метапесчаниками, кварц-серицитовыми и эпидот-актинолит-альбитовыми сланцами, согласно перекрывает златоустовскую.

В пределах Селемджинского террейна достаточно широким распространением пользуются интрузии условно позднекаменноугольного габбро-плагиогранитного златоустовского комплекса. В составе комплекса преобладают катаклазированные габбро, плагиограниты, диориты, гранодиориты, тоналиты [1, 2], которые образуют тела мощностью от первых метров до 1.5 км и протяженность до 10 км.

Породы златоустовского комплекса прорывают отложения талыминской и златоустовской свит, совместно с ними дислоцированы и метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации [1, 2]. Достоверные геохронологические данные для них отсутствуют.

Нами были выполнены U-Pb геохронологические исследования тоналитов условно позднекаменноугольного габбро-плагиогранитного златоустовского комплекса Селемджинского террейна восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса, слагающие тело сложной формы протяженностью около 2 км на левом берегу реки Селемджа. Вмещающими породами являются сланцы златоустовской свиты. Контакты тоналитов с последними носят тектонический характер. Тоналиты имеют катакластическую, реликтовую гипидиоморфнозернистую структуру, сланцеватую текстуру, сложены плагиоклазом (45-50%), кварцем (22-25%), калиевым полевым шпатом (8-10%), роговой обманкой (10-15%), биотитом (до 5%), вторичные минералы представлены хлоритом, актинолитом, серицитом, альбитом, акцессорные – апатитом, сфеном, цирконом, магнетитом.

Для геохронологических исследований использован образец V-93 с наименьшими вторичными преобразованиями и отчетливыми реликтами магматической структуры. Выделение циркона проводилось по стандартной методике с использованием магнитной сепарации и тяжелых жидкостей. Выбранные для U-Pb геохронологических исследований кристаллы циркона подвергались многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений. Концентрации U и Pb определялись на масс-спектрометре Finnigan MAT-262 (RPQ). Уровень холостого опыта за период исследования составлял менее 80 пг для Pb и 40 пг для U. Все изотопные отношения исправлены на величину масс-фракционирования ($0.12 \pm 0.04\%$), рассчитанную для стандартов SRM-981 и SRM-982. Аналитические погрешности U-Pb отношений составляли не более 0.5 %. При обработке экспериментальных данных использовались программы "PbDAT" [4] и "ISOPLOT" [5]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [6]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [7]. Все величины ошибки приведены на уровне 2σ .

Для проведения U-Pb изотопных исследований были отобраны четыре размерные навески кристаллов циркона без видимых включений. Аналитические точки изотопного состава циркона четырех фракций располагаются на дискордии с возрастом по верхнему пересечению с конкордией 271 ± 7 млн лет, $СКВО=0.0009$.

В результате проведенных исследований можно сформулировать следующие выводы:

1. Тоналиты златоустовского комплекса имеют среднепермский, а не позднекаменноугольный возраст, как было принято считать ранее.

2. Согласно нынешним представлениям (см. обзор в [3]), в палеозойской и раннемезозойской истории Монголо-Охотского пояса существовали разновозрастные и разнонаправленные зоны субдукции. Формирование исследованных тоналитов златоустовского комплекса связано с одним из этапов субдукционных процессов.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант №18-17-00002).

ЛИТЕРАТУРА

1. Агафоненко С.Г., Сережников А.И., Яшнов А.Л. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Лист N-53-XXV (Экимчан) / Ред. А.В. Махинин. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2002.

2. Забродин В.Ю., Бородин А.М., Гурьянов В.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. Третье поколение. Лист N-53 (Шантарские острова). Дальневосточная серия / Ред. Г.В. Роганов. Объяснительная записка. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2007. 448 с.

3. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогов О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 5. С. 24–43.

4. Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88-542. 1991. 35p.

5. Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex. Version 2.06. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkley Geochronology Center Sp. Publ. 1999. № 1a. 49 pp.

6. Steiger R.H., Jager E. Subcommittee on geochronology; Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry // Earth and Planetary Science Letters. 1976. V. 36. P. 359-362.

7. Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and Planet Science Letters. 1975. V. 26. № 2. P. 207-221.

ФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ КАК МЕТОД ИЗУЧЕНИЯ СЕГМЕНТНОЙ АКТИВИЗАЦИИ РАЗЛОМОВ

А.А. Каримова^{1,2}, С.А. Борняков^{1,2}

¹Институт Земной коры СО РАН, г. Иркутск, tarasova2712@gmail.com

²Иркутский государственный университет, г. Иркутск

Разломы представляют собой сложные геологические структуры, проявляющиеся зонами нарушения сплошности земной коры, имеющие большую протяженность и сложное внутреннее строение, включающее в себя не только магистральный сместитель, но и обрамляющие его обычно по ширине зоны разрывного оперения и другие приразрывные дислокации. Наиболее крупные разломные зоны называют деструктивными зонами литосферы (ДЗЛ) [5].

Разрывные нарушения земной коры на всех этапах развития геологической науки являлись одним из важных объектов исследований. С разломообразованием связан широкий круг геолого-геофизических процессов, в том числе и сейсмических. В настоящее время большинство исследователей, занимающихся проблемой тектонических коровых землетрясений, часть из них связывают с сейсмогенной активизацией отдельных разломов в крупных разломных зонах, находившихся до неё по разным причинам в состоянии тектонического покоя. Пространственно-временные закономерности активизации разломов в крупных разломных зонах, с точки зрения их сегментации, по натурным наблюдениям ранее не изучались из-за большой длительности их структурного развития, составляющей для протяженного разлома сотни тысяч – первые миллионы лет.

На сегодняшний день изучение деформационной динамики деструктивных зон посредством инструментальных наблюдений за конкретными активными разломами мало-перспективно из-за большой длительности их развития, недостаточного уровня приборной базы и ряда других объективных причин, в связи с чем для получения необходимой информации предпочтительно использование математического или аналогового моделирования [1, 2, 4]. Разные виды моделирования, как методы исследования, сейчас всё чаще применяются для изучения различных геологических процессов.

Выполнено физическое моделирование процесса формирования деструктивной зоны сдвига (ДЗС) и проведено детальное исследование деформационной динамики составляющих её внутреннюю структуру систем разрывов с целью выяснения условий и причин их избирательной активизации.

При моделировании использовалась стандартная процедура подготовки и проведения экспериментов, описанная в [1]. Эксперименты по моделированию процессов формирования ДЗЛ проведены с соблюдением условий подобия [3, 4]. В качестве модельного материала была использована водная паста монтмориллонитовой глины. Весь процесс фотографировался с дискретностью 1 минута, полученный фотоматериал и использовался при дальнейшей обработке и анализе. Для обработки были взяты 26 фотографий, отражающих внутреннюю структуру ДЗС на средней стадии её развития. С каждой из фотографий, полученных в ходе эксперимента, снимались замеры накопленных амплитуд смещений на тестовом разрыве (a_i) и рассчитывались их приращения (Δa_i) за контрольный временной интервал (1 минута).

В качестве примера приведены графики (рис. 1, 2), отражающие вариации параметров a_i и Δa_i по простиранию тестового разрыва в разные временные интервалы его развития в сдвиговой зоне. В первом случае представлены три графика, показывающие распределение накопленной амплитуды смещения на этом разрыве, за два временных интервала по 13 минут. Видно, что аккумулятивная амплитуда смещения на всех контрольных реперах по простиранию разрыва в целом возрастает по мере развития деформационного процесса, но её величина меняется по простиранию разрыва. На одних его участках она больше, на других меньше и иногда эта разница существенна. Сопоставление разновременных графиков показывает, что неравномерность распределения a_i не остается постоянной и меняется по мере развития сдвиговой зоны.

Динамика этих изменений более отчетливо проявляется при детальном анализе её короткопериодных приращений амплитуды смещения (Δa_i) (см. рис. 2). Из приведенных графиков видно, что активность разрыва по простиранию существенно меняется. При этом выделяются участки с положительными, нулевыми и отрицательными значениями параметра Δa_i . Первые соответствуют смещениям крыльев разрыва, согласным с направлением смещения крыльев ДЗС, вторые указывают на отсутствие подвижек в их пределах за контрольный интервал времени, а третьи отражают наличие на них смещений обратного знака, противоположного смещению крыльев сдвиговой зоны.

Полученные экспериментальные результаты позволяют констатировать, что деформационная эволюция внутренней разрывно-блоковой структуры сдвиговой зоны реализуется в виде периодического процесса. Протяженные разрывы в сдвиговой зоне имеют сегментную структуру, представленную в каждый момент времени совокупностью чередующихся по их простиранию активных и пассивных сегментов. Активизация пассивных сегментов и переход активных сегментов в пассивное состояние обусловлены разным деформационным поведением смежных блоков. Несогласованность деформационной динамики смежных блоков порождает разнонаправленную динамику смещений на активных сегментах.

ЛИТЕРАТУРА:

1. Борняков С.А., Семинский К.Ж., Буддо В.Ю., Мирошниченко А.И., Черемных А.В., Черемных А.С., Тарасова А.А. Основные закономерности разломообразования в литосфере (по результатам физического моделирования) // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 4. С. 823–861.

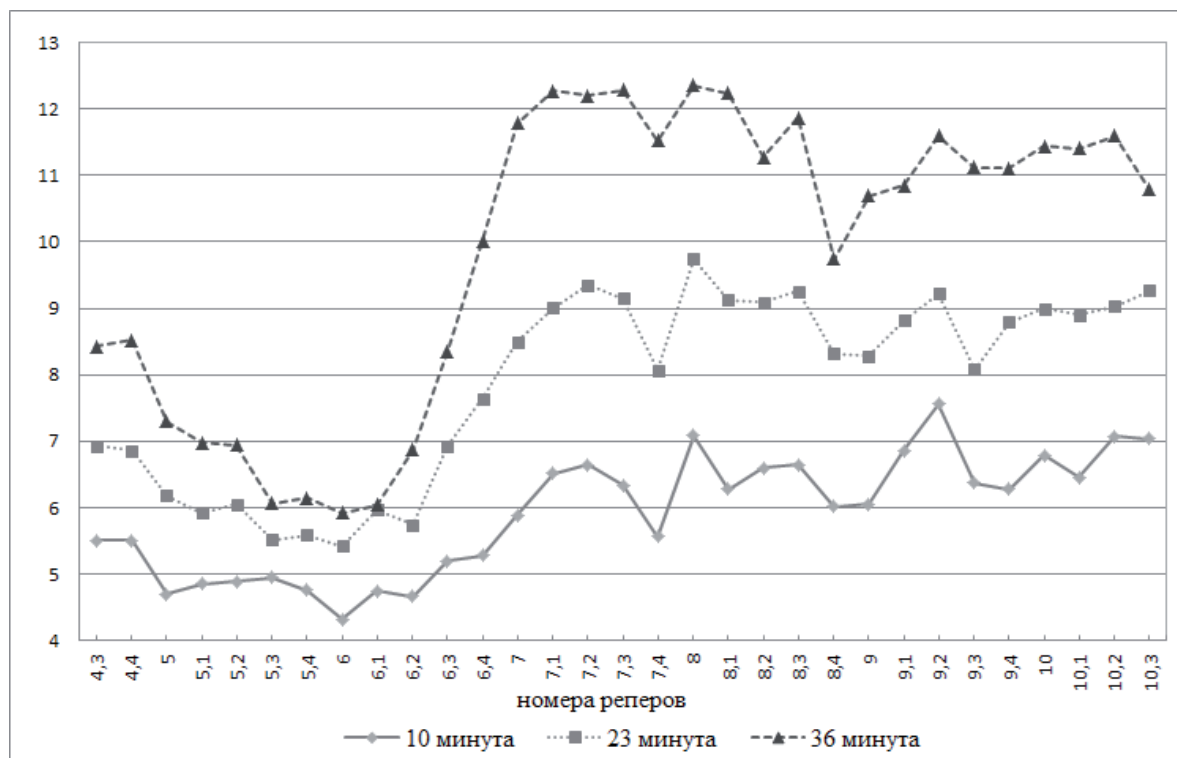


Рис. 1. Вариации накопленной амплитуды смещения a_i по простиранию разрыва во времени в формирующейся сдвиговой зоне.

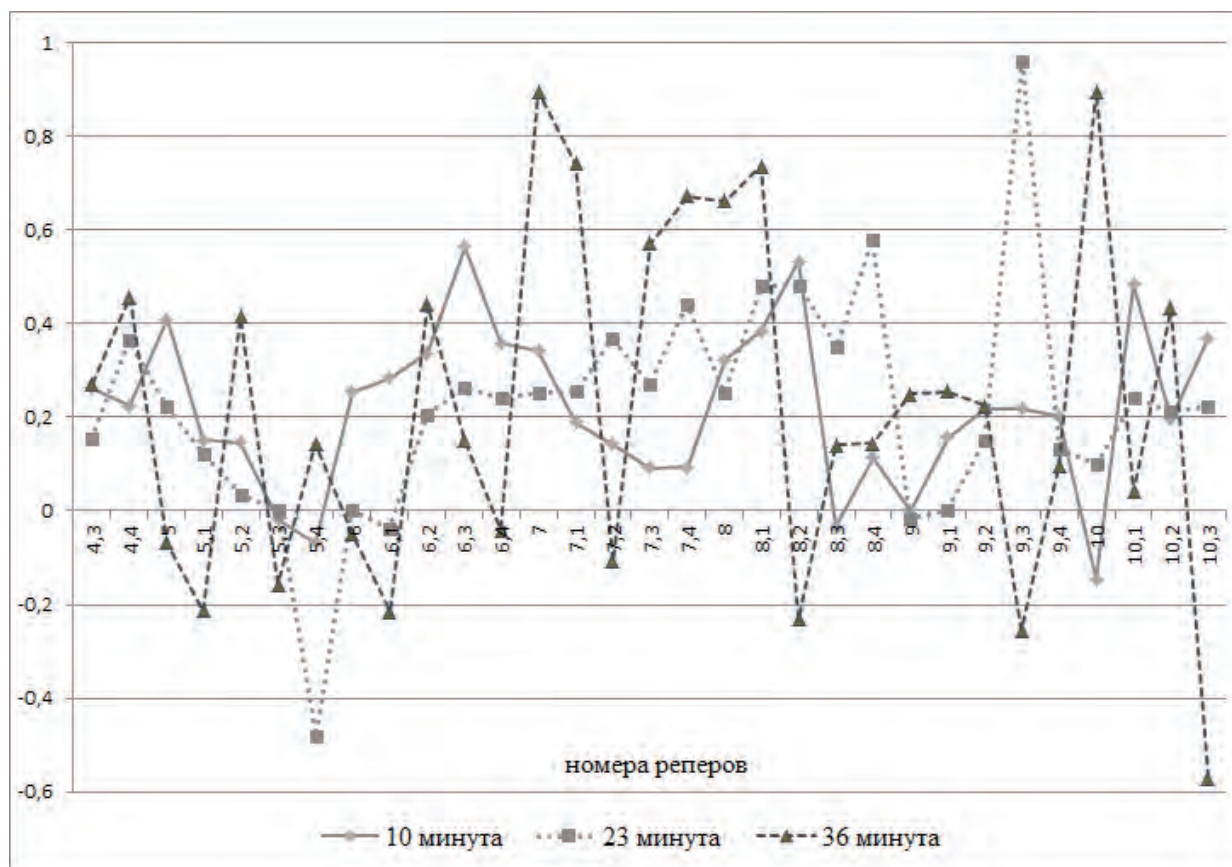


Рис. 2. Вариации приращений амплитуды смещения Δa_i по простиранию разрыва во времени в формирующейся сдвиговой зоне.

2. **Быков В.Г.** Деформационные волны Земли: концепция, наблюдения и модели // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 11. С. 1176-1190.
3. **Гзовский М.В.** Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 536 с.
4. **Шерман С.И.** Физический эксперимент в тектонике и теория подобия // Геология и геофизика. 1984. № 3. С. 8–18.
5. **Шерман С.И.** Деструктивные зоны литосферы, их напряженное состояние и сейсмичность / Шерман С. И. // Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов: сб. статей. М., 1996. С. 157-158.

ПЕРСПЕКТИВЫ ГАЗОНОСНОСТИ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО СЕКТОРА АКВАТОРИИ БЕРИНГОВА МОРЯ НА ОСНОВЕ ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

А.В. Кишанков

*Российский государственный университет нефти и газа (национальный исследовательский университет) имени И.М. Губкина, г. Москва, e-mail: alexey137k@yandex.ru
Институт проблем нефти и газа Российской академии наук, г. Москва*

В настоящее время одним из актуальных и перспективных направлений морских геологоразведочных работ является изучение газоносности верхней части разреза. Небольшие газовые залежи, находящиеся у поверхности морского дна, указывают на возможные расположения на больших глубинах крупных месторождений углеводородов. Кроме того, газ приповерхностных залежей может использоваться как источник энергии для масштабных проектов разведки и разработки шельфовых месторождений и для обеспечения локальных потребностей. Также необходимо исследование газонасыщенных отложений верхней части разреза в связи с тем, что они могут представлять опасность при поисковом и разведочном бурении. Вскрытие таких отложений сопровождается неконтролируемым выбросом газа на поверхность, что может приводить к авариям на буровых платформах, судах [2].

Особенно актуально изучение газоносности верхней части разреза для акваторий арктических и субарктических морей, где проведение геологоразведочных работ является крайне сложным и дорогостоящим процессом ввиду сложных природно-климатических условий, слабо развитой инфраструктуры. Объектом исследования в настоящей работе являлся северо-западный сектор акватории Берингова моря. Целью работы являлся поиск потенциальных залежей газа в свободном и гидратном состояниях в верхней части разреза на основе сейсмических данных. В работе рассмотрены Анадырский нефтегазоносный бассейн, Наваринский потенциальный нефтегазоносный бассейн, а также прилегающая часть глубоководной Алеутской котловины. К верхней части разреза Анадырского и Наваринского бассейнов относятся отложения миоцен-четвертичного комплекса [1], представленные переслаиванием песчаников, алевролитов, глин, углей [5].

В ходе исследования проведена интерпретация ряда региональных сейсмических разрезов Геологической службы США (USGS) в программном обеспечении IHS Kingdom. Аномалии сейсмической записи, указывающие на скопления свободного газа, определяются по повышенным амплитудам отражений (ярким пятнам), поглощению высоких частот упругих волн и другим характеристикам. Такие аномалии были обнаружены при анализе большинства имевшихся разрезов [3]. Признаком существования газовых гидратов является отражающий горизонт BSR (Bottom Simulating Reflector), определяемый такими признаками, как субпараллельность поверхности морского дна, сечение слоистости осадочного чехла, обратная полярность сигнала. Отражающий горизонт BSR был выделен на четырех разрезах по изучаемому региону.

Всего в результате интерпретации всех имевшихся сейсмических разрезов выявлен 441 аномальный объект. Для данных аномалий – предполагаемых залежей свободного газа –

проведена статистическая оценка их распространения в верхней части разреза. Оценка проводилась раздельно по осадочным бассейнам – Анадырскому и Наваринскому, в целом по этим двум бассейнам, а также по прилегающей Алеутской котловине [3]. Для Анадырского и Наваринского бассейнов большинство залежей прогнозируется на глубинах до 300 м, с размерами вдоль соответствующих профилей до 1500 м. В Алеутской котловине залежи прогнозируются на глубинах 500-700 м. Часть объектов, определенных в данной зоне, имеют вид амплитудно-скоростных аномалий VAMP, которые ассоциируются с газовыми гидратами и накопленными под ними залежами свободного газа [4].

Минимальные глубины, необходимые для образования газовых гидратов в изучаемом регионе, были рассчитаны с помощью программы CSMHYD и составили от 296 до 392 м при возможных температурах морского дна от 1,5 до 3°C и различных значениях солености пластовых вод. Газовые гидраты, прогнозируемые по сейсмическим разрезам, находятся глубже данных отметок, что может подтверждать возможность их существования на исследуемой площади.

Выполненная работа может служить основой для дальнейших исследований, связанных с поиском залежей углеводородов на акватории Берингова моря. Исследование демонстрирует необходимость изучения газонасыщенности верхней части разреза для повышения эффективности поиска, разведки и разработки месторождений углеводородов как на шельфе арктических и субарктических морей, так и в других районах Мирового океана.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антипов М.П., Бондаренко Г.Е., Бордовская Т.О., Шипилов Э.В. Анадырский бассейн (северо-восток Евразии, Беринговоморское побережье): геологическое строение, тектоническая эволюция и нефтегазоносность. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2008. 53 с.
2. Богоявленский В.И. Арктика и Мировой океан: современное состояние, перспективы и проблемы освоения ресурсов углеводородов: Монография. М.: ВЭО, 2014. С. 11-175.
3. Богоявленский В.И., Кишанков А.В. Опасные газонасыщенные объекты на акваториях Мирового океана: Берингово море // Бурение и нефть. 2018, № 9. С. 4-12.
4. Scholl D. W., Hart P. E. Velocity and amplitude structures on seismic reflection profiles-possible massive gas-hydrate deposits and underlying gas accumulations in the Bering Sea Basin // The future of energy gases. 1993. P. 331–351.
5. Wiley T.J. Sedimentary Basins of offshore Alaska and Adjacent regions. Open-File Report 86-35. Department of the Interior. U.S. Geological Survey, 1986. 82 p.

ВЕРХНЕПЕРМСКИЕ СФИНКТОЗОА В ОРГАНОГЕННЫХ ИЗВЕСТНЯКАХ НА ЮГЕ ПРИМОРСКОГО КРАЯ

Е.Н. Малышева

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
e-mail: rumbum@yandex.ru*

На юге Приморского края отмечается большое количество органогенных построек верхнепермского и верхнетриасового возраста. Они содержат в себе огромное количество разнообразной ископаемой фауны, среди которой можно увидеть фузулиниды, мелкие фораминиферы, кораллы, брахиоподы, мшанки, водоросли, криноидеи, сфинктозоа [1]. Последние вызывают особый интерес, поскольку в Приморском крае они являются малоизученной группой организмов.

Сфинктозоа – прикрепленные бентосные организмы. Скелет их состоит из стенок камер, надстраивающих друг друга, редко изолированных, в большинстве случаев сообщающихся

с помощью различно устроенных осевых каналов; стенки камер обычно пористые; камеры часто заполнены различного типа скелетной тканью, реже полые [2].

Учет экологической ситуации и совокупности литолого-фациальных данных позволяет рассматривать сфинктозоа как организмы, избирательно приуроченные к следующим условиям обитания: они были теплолюбивой группой организмов, приуроченной, в основном, к субтропическому и тропическому поясам, обитавшей на небольших глубинах (до первых десятков метров) на участках с активной гидродинамикой и нормальной соленостью воды.

Верхнепермские сфинктозоа обнаружены в известняках Партизанского района. Они встречаются в составе биогермов и биостромов и выступают в роли каркасостроителей или рифолюбов. Большинство находок сфинктозоа было сделано на Находкинском рифе [2], где наиболее многочисленные и разнообразные виды встречаются в фациях биостромов, биогермов и ядра рифа.

Верхнепермский комплекс сфинктозоа содержит 17 родов [2]. Ранее Г.В. Беляевой были выделены слои раннедзюльфинского комплекса по роду *Amblysiphonella* Steinmann, 1882 с видами *Amblysiphonella asiatica* Yu, 1993, *Amblysiphonella vesiculosa* Konink, 1863 и *Amblysiphonella yuni* Zhang, 1985. Слои позднедзюльфинского-раннедорашамского комплекса были выделены по роду *Belyaevaspongia* Senowbari-Daryan, Ingavat-Helmcke, 1994 с видом *Belyaevaspongia insolita* (Belyaeva, 1991) Senowbari-Daryan, Ingavat-Helmcke, 1994 [2].

Материалом для проведения исследования послужили коллекции сфинктозоа, собранные на органогенных массивах г. Брат и Находкинский риф. В шлифах из собранной автором коллекции были обнаружены несколько новых местонахождений сфинктозоа (представители родов *Celyphia*, *Follicatena*, *Colospongia*, *Deningeria*, *Cryptocoelia*, *Cystauletes*), описание которых готовится к публикации. Эти находки дополняют сведения о распространении данных организмов в Приморье. Морфологические особенности колоний обнаруженных сфинктозоа говорят об условиях существования данных видов в эпоху поздней перми, дополняют сведения о палеоэкологии верхнепермских органогенных построек Южного Приморья.

В процессе работы была поведена сравнительная палеоэкологическая характеристика между Находкинским рифом и горой Брат на основе изучения сфинктозоа и другой сопутствующей фауны, обнаруженной в известняках данных массивов. Сфинктозоа на г. Брат не так многочисленны, как на Находкинском рифе и захоронены гнездообразно. Характер распространения сфинктозоа и отсутствие крупных колоний на г. Брат позволяет сделать вывод о неблагоприятных условиях для их жизни.

Исследования всей отобранной фауны показали наличие на Находкинском рифе всех стадий рифообразования (банки, биострома, биогерма, рифа). Сфинктозоа встречаются на всем протяжении рифа и образуют многочисленные колонии. На г. Брат обнаружены стадии банки, биострома, биогерма и возможно начальные стадии рифа. Изучаемые организмы здесь не так многочисленны, как на Находкинском рифе, но имеют также очень хорошую сохранность.

Учитывая избирательность данных организмов к определенным условиям окружающей среды, можно сделать вывод об определенных палеоэкологических условиях, при которых формировались данные органогенные массивы. Результаты исследований показывают, что изучаемые рифы имели разные обстановки осадконакопления. Находкинский риф развивался на мелководье в зоне с активной гидродинамикой. Гора Брат, наоборот, была удалена от берега и, скорее всего, завершилась на стадии биогерма.

Общими для изучаемых рифов являются следующие роды сфинктозоа: *Sollasia* Steinmann, 1882; *Celyphia* Pomel, 1872; *Henricellum* Wilckens, 1937; *Follicatena* Ott, 1967; *Apocoeelia* Rigby, 1984; *Colospongia* Laube, 1864; *Amblysiphonella* Steinmann, 1882; *Belyaevaspongia* Senowbari-Daryan, Ingavat-Helmcke, 1994; *Intrasporeocoelia* Fan and Zhang, 1985; *Rhabdactinia* Yabe and Sugiyama, 1934; *Cystothalamia* Girty, 1908; *Cystauletes* King, 1943.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект мол_а № 18-35-00063.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Беляева Г.В., Тащи С.М.** Органогенные постройки верхней перми Приморья // Тихоокеанская геология, 1996. Т. 15. № 3. С. 50-67.
2. **Бойко Э. В., Беляева Г. В., Журавлева И.Т.** Сфинктозоа фанерозоя территории СССР. М: Наука, 1991. 224 с.

ТЕКТОНО-МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ЛАДОЖСКОГО КОМПЛЕКСА В ЭПОХУ СВЕКОФЕНСКОГО ТЕКТОГЕНЕЗА

М.А. Матвеев, Ю.А. Морозов, А.Л. Кулаковский, А.И. Смульская

*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, г. Москва,
e-mail: matveevmaksim93@mail*

Северный домен Приладожья охватывает юго-восточную часть Балтийского щита и относится к Саво-Ладжской зоне, слагающей Свекокарельскую подвижную область, которая была стабилизирована в конце раннего протерозоя [6]. Здесь на современный эрозионный срез выведены образования двух структурных этажей – нижнего, сложенного образованиями архея, преимущественно гранито-гнейсового состава с возрастом пород в интервале 2.7–2.6 млрд лет и среднего, который включает в себя совокупность вулканогенно-осадочных и терригенных палеопротерозойских пород ладожского комплекса (2.1–1.8 млрд лет), разделенных по составу на ряд серий: кластогенно-вулканогенные образования ятулия и перекрывающие их флишоидно-терригенные отложения калевия, которые вместе со свекофенскими образованиями островодужных серий Финляндии составляют ладожскую серию свекокарелид (1.97–1.89 млрд лет), вполне типичную для активных окраин [1, 7]. Породы фундамента повсеместно обнажаются в пределах ладожского комплекса в виде купольных структур, природа образования которых окончательно не установлена, однако подразумевает наличие условий реоморфизма и ремобилизации массивного гранито-гнейсового материала. С северо-востока Саво-Ладжская зона ограничена архейскими образованиями Карельского массива, а с юга и юго-запада разломной зоной Мейери (рис. 1), относящейся к сутуре Ладога-Раахе и считающейся границей карелид с ювенильной свекофенской корой [1, 2, 7].

Северное Приладожье является областью последовательного проявления зонального регионального метаморфизма от зеленосланцевой до амфиболитовой фации (рис. 2), при увеличении степени метаморфизма с севера на юг [3]. В образованиях, приуроченных к зонам разломов, ярко проявлен стресс-метаморфизм [4], который характеризуется более высокой степенью термодинамических параметров, что может быть связано не только с метаморфической природой, но и тектонической.

Субдукция ювенильной океанической коры под континентальную в области Карельского кратона выражена развивающейся транспрессией в период свекофенского тектогенеза. Большой комплекс тектонических процессов привел к формированию последовательно наложенных структурных парагенезисов нескольких генераций, что отчетливо проявлено даже на макроуровне. Это позволяет выделить субдомены с определенными типоморфными характеристиками структурных элементов и структурного стиля, разделенные разломными зонами.

Домен к северу от шовной зоны Мейери (см. рис.1) характеризуется хрупкими и хрупко-пластичными деформациями с ранней левосдвиговой кинематикой тектонических движений при формировании ассиметричных складок на границе северного контакта ятулия и архея, с более поздним изменением транспрессии на правосдвиговую. Деформационные свойства на всем участке довольно вариативны, но представляют собой определенную систематическую последовательность проявлений, которая отражается в отдельных структурных элементах и характеризуется усилением деформационных процессов с севера на юг, аналогично

метаморфической зональности в регионе (по классификации Великославинского). Однако многие процессы деформации приводят к дискретным рассланцеваниям, влияющим на уровень проявления метаморфизма. Подобные тектоно-метаморфические преобразования локально нарушают принятую на данный момент метаморфическую зональность региона.

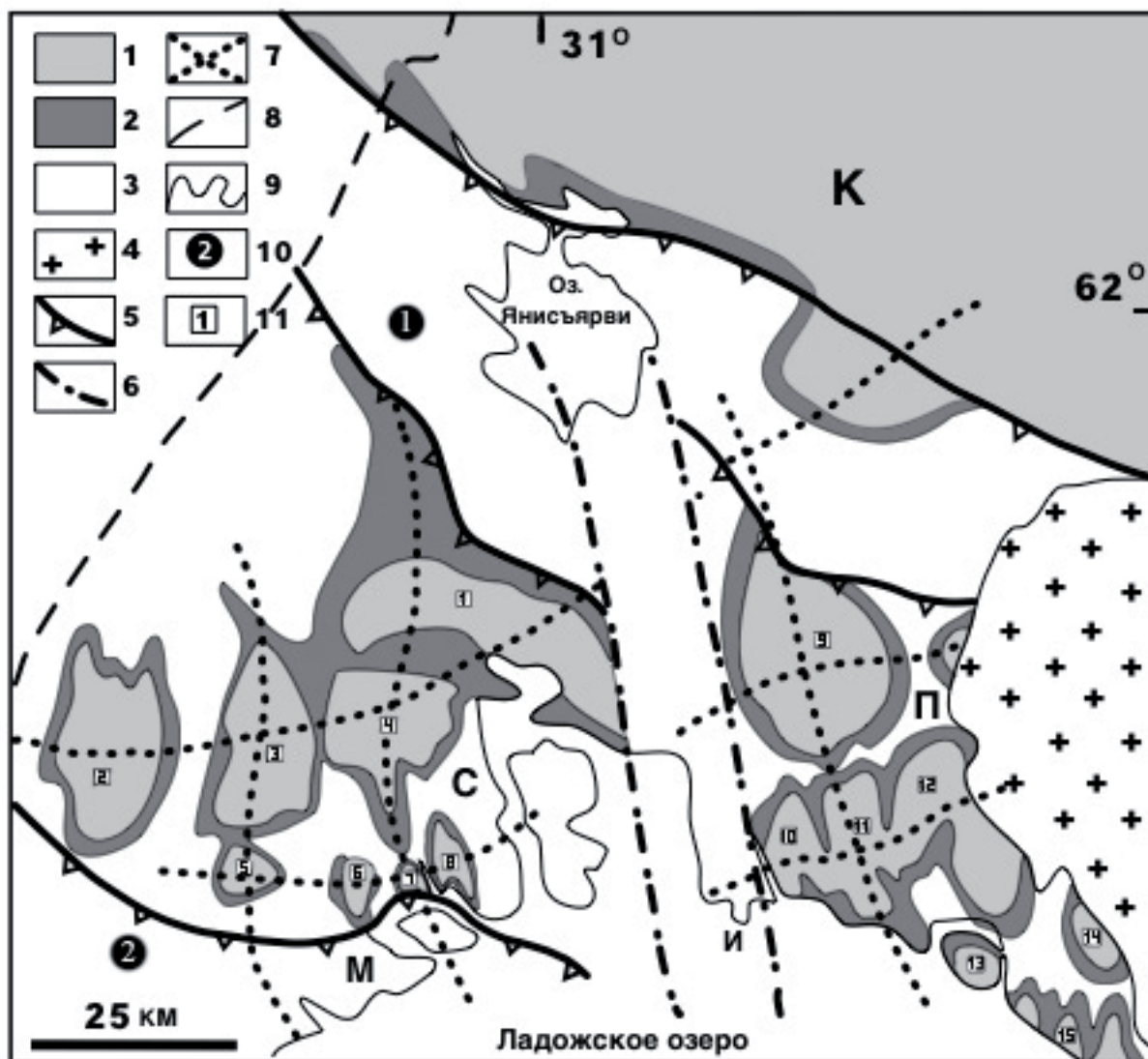


Рис. 1. Схема строения Северного домена Приладожья (составил Ю.А. Морозов).

1 – гранито-гнейсы архея; 2 – вулканогенно-осадочный комплекс ятулия (сортавальская серия); 3 – метатурбидиты калевия (ладожская серия); 4 – Салминский массив гранитов рапакиви; 5 – границы субдоменов разрывно-надвигового характера; 6 – крупные разломы; 7 – тренды осей региональных систем складок; 8 – государственная граница РФ; 9 – береговая линия озер; 10 – номера субдоменов; 11 – нумерация выступов фундамента.

К – Карельский массив, С – Сортавальская, П – Питкярантская группы выступов фундамента. М – разломная зона Мейери, И – мыс Импиниеми. Выступы фундамента: 1 – Кирьявалахтинский, 2 – Латвасюръя, 3 – Куокканиемский, 4 – Сортавальский, 5 – Реломяки, 6 – Иниваря, 7 – Хавус, 8 – Риекка, 9 – Коккасельский, 10 – Импилахтинский, 11 – Мурсульский, 12 – Койринойский, 13 – Пусунсаари, 14 – Луппики, 15 – Ристиниегли.

Южная часть этого домена характеризуется развитием процессов ультраметаморфизма и осложнена гранито-гнейсовыми куполами. Для этих куполов свойственно направление, соответствующее ориентировке региональной складчатости, а их формирование могло происходить только при субгоризонтальном контакте чехла и фундамента при тектонических движениях надвиго-покровного типа.

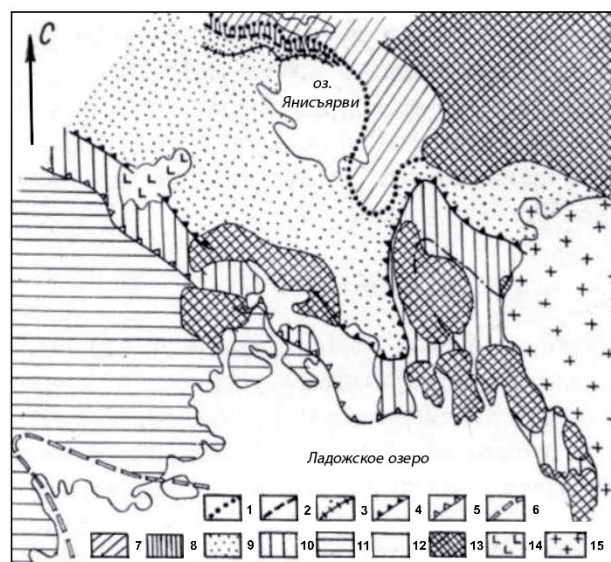


Рис. 2. Карта метаморфической зональности Северного Приладожья (по Д.А. Великославинскому).

Изограды: 1 – граната, 2 – ставролита, 3 – первых пегматоидных обособлений, 4 – силлиманита ассоциирующего с мусковитом, 5 – мигматита совпадающая с изоградой второго силлиманита, ассоциирующего с калиевым полевым шпатом, 6 – гиперстена; метаморфические зоны: 7 – биотита, 8 – граната, 9 – ставролита, 10 – силлиманита (или силлиманит-альмандин-мусковитовой субфации), II – второго силлиманита (или силлиманит-альмандин-кальциево-полевошпатовая субфация), 12 – гиперстена или амфибол-гранулитовой субфации, 13 – фундамент ладожской серии докарельские образования, 14 – основные породы, 15 – рапакиви.

Сам южный домен, который включает в себя зону Мейери в сутуре Ладога-Раахе (см. рис. 1), характеризуется многочисленными пологими разрывными нарушениями надвиго-сдвиговой кинематики и широким развитием процессов ультраметаморфизма. Надвигообразование здесь сопровождается правосдвиговыми компонентами, а, в совокупности с этим, более глубинные проявления ультраметаморфизма свидетельствуют о наличии разнонаправленной тектонической транспортировки деформируемого материала при субгоризонтальном расслоении коры во время свекофенского тектогенеза. Помимо этого, интенсивность деформационного процесса в этом домене оказывает существенное влияние на вещественные преобразования горных пород, которые демонстрируют более высокие термодинамические параметры метаморфизма.

В целом, на основании всего вышесказанного, можно сделать вывод о том, что тектонические пластины перикратонных частей Карельского массива в ходе субдукции вклиниваются в образования чехла, испытывая сообща складчатые деформации, что свидетельствует о наличии типичной «толстокожей» тектоники на контакте северного и южного домена. Тогда как для северной части региона характерны разрывно-складчатые деформации с зоной срыва на контакте фундамента и чехла, что свойственно «тонкокожей» тектонике [5].

ЛИТЕРАТУРА

1. Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В., Конопелько Д.Л., Левченков О.А., Седова И.С., Шульдинер В.И. Геология и петрология свекофеннид Приладожья. СПб.: Изд-во Санкт-Петербург. ун-та, 2000. 198 с.
2. Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В., Шульдинер В.И. Мейерский надвиг – структура сочленения Карельского кратона и Свекофеннского пояса в Приладожье // Докл. РАН. 1996. Т. 348. № 3. С. 353–356.

3. **Великославинский Д.С.** Метаморфические зоны в Северном Приладожье и оценка температур метаморфизма кианитового и андалузитового типов регионального метаморфизма // Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука. 1971. С. 61-70.

4. **Кулаковский А.Л., Морозов Ю.А., Смутьская А.И.** Тектонический стресс как дополнительный термодинамический фактор метаморфизма // Геофизические исследования. 2015. Т. 16. № 1. С. 44-68.

5. **Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерализация)** / Отв. ред. Н.В. Шаров. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2019, 436 с.: ил. 334, табл. 51. Библиогр. 920 назв.

6. **Салоп Д.И.** Гнейсо-гранулитовый комплекс-фундамент карелид в Приладожье и свекофеннид на юге Финляндии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979. Т. 54, вып. 5. С.3–17.

7. **Шульдинер В.И., Козырева И.В., Балтыбаев Ш.К.** Возрастное и формационное расчленение раннедокембрийских образований Северо-Западного Приладожья // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1996. Т. 4. № 3. С. 11–22.

ИЗВЕСТКОВЫЙ НАНОПЛАНКТОН ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОРНОГО КРЫМА Л.М. Матлай

Институт геологических наук НАН Украины, г. Киев, e-mail: lidijamatlaim@gmail.com

Исследование юрского известкового нанопланктона обусловлено необходимостью создания надёжных биостратиграфических схем для прогнозирования и проведения успешных геолого-поисковых работ, связанных с месторождениями нефти, газа и других полезных ископаемых. По детальности и точности юрские биостратиграфические схемы по нанопланктону равнозначны биостратиграфическим схемам по аммонитам. Это даёт возможность проведения не только межрегиональных, но и межконтинентальных корреляций.

Известковый нанопланктон в юрских отложениях Горного Крыма исследовался во всех структурно-фациальных зонах: Сухореченско-Байдарской, Ай-Петри-Бабуганской, Демерджи-Карабийской, Судакско-Феодосийской. Всего обработано 1500 образцов из 52 разрезов обнажений и скважин.

Первые сведения о присутствии известкового нанопланктона в юрских отложениях Горного Крыма были опубликованы в работах [4]. Дальнейшие исследования направлены на детализацию утверждённых стратиграфическим комитетом юрских стратиграфических схем изучаемого региона [1].

Впервые по известковому нанопланктону выполнено зональное расчленение юрских отложений Горного Крыма: установлены комплексы стандартных нанопланктонных зон Международной зональной шкалы Bown, 1998 (NJ9 / *Watznaueria britannica* раннего байоса, NJ14 / *Stephanolithion bigotii maximum* раннего оксфорда, NJ20(T) / *Conusphaera mexicana* раннего титона, NJK / *Helenea chiasia* позднего титона – раннего берриаса) [2] и выделены нанопланктонные слои с *Lotharingius hauffii* и *Mitrolithus jansae* позднего плинсбаха – раннего тоара, слои с *Tetrapodorhabdus shawensis* позднего байоса – бата, слои с *Ansulasphaera helvetica* и *Lotharingius contractus* позднего бата – раннего келловея, слои с *Stephanolithion bigotii bigotii* и *Ansulasphaera helvetica* среднего и позднего келловея, слои с *Lotharingius crucicentralis* и *Stephanolithion bigotii bigotii* среднего оксфорда, слои с *Lotharingius crucicentralis* и *Faviconus multicolumnatus* позднего оксфорда, слои с *Faviconus multicolumnatus* кимериджа.

Впервые в разрезах Восточного Крыма по известковому нанопланктону прослежена последовательность нанопланктонных событий [2, 3] в отложениях верхнего титона – нижнего берриаса. Одновременное присутствие в комплексах видов *Polycostella beckmanii* Thierstein, *Nannoconus compressus* Bralower and Thierstein, *Conusphaera mexicana* Trejo minor Bown and Cooper, *Helenea chiasia* Worsley позволило датировать породы верхним титоном (нанопланк-

тонная зона NJK / *Helenea chiastia*). Первое появление видов *Cruciellipsis cuvillieri* (Manivit) Thierstein и *Rhagodiscus asper* (Stradner) Reinhardt установлено в верхах верхнего титона (в подошве зоны *Calpionella alpina*) [3]. Это нанопланктонное событие зафиксировано в верхнетитонских отложениях разрезов Испании, Центральной Италии, Франции, а также разрезов глубоководного океанического бурения (DSDP). Первое появление видов *Nannoconus kamptneri* Bronniman *minor* Bralower и *Nannoconus steinmannii* Kamptner *minor* Deres and Acheriteguy датируют отложения нижним берриассом (нанопланктонная зона NJK / *Helenea chiastia*). Поэтому предположение некоторых зарубежных учёных берриасской группы об отсутствии последовательности нанопланктонных событий в приграничных отложениях титона – берриасса Восточного Крыма ошибочно, что требует в дальнейшем более детальных исследований.

Согласованные с Международной стратиграфической шкалой [1] созданные биостратиграфические шкалы по известковому нанопланктону позволяют проводить детальную стратификацию юрских отложений Горного Крыма и корреляцию их с одновозрастными отложениями других регионов.

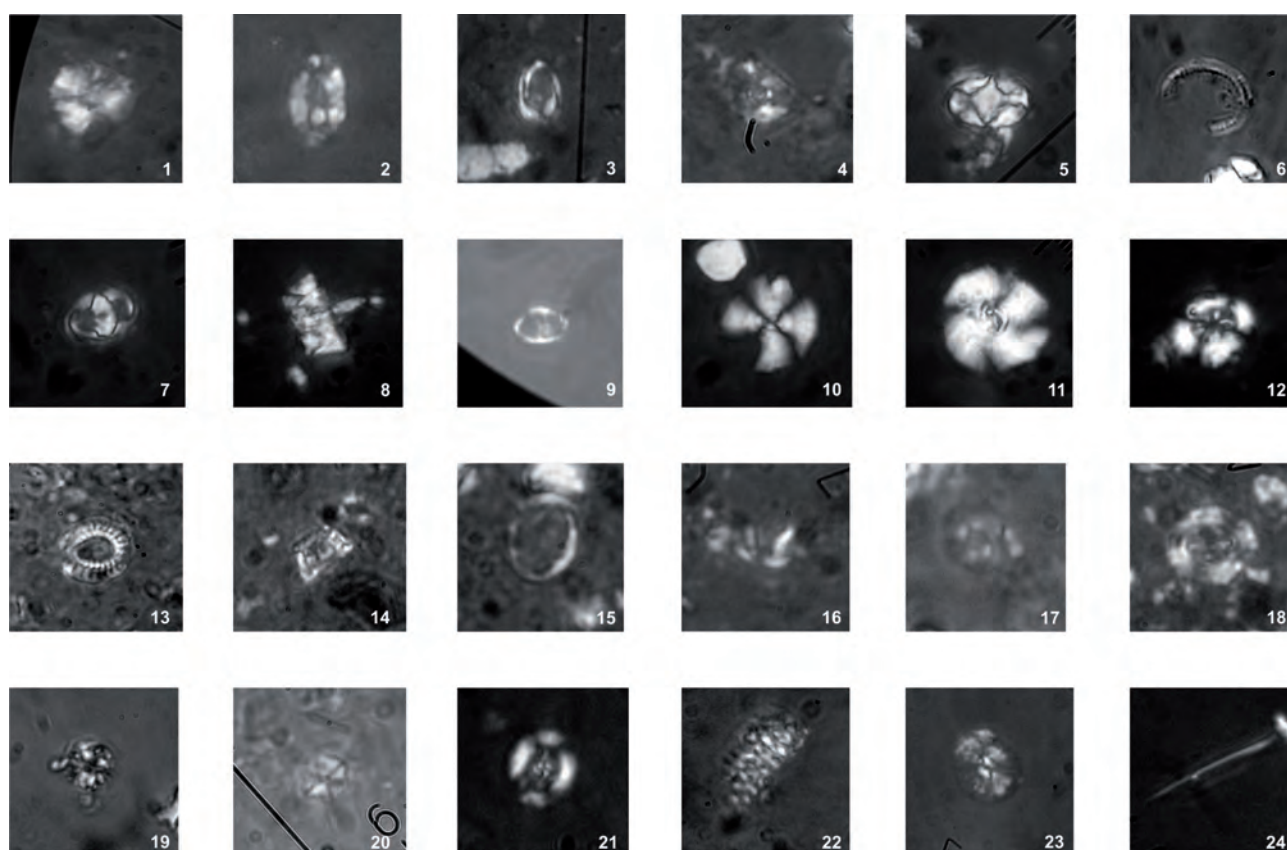


Рис. 1. Известковый нанопланктон из юрских отложений Горного Крыма, x1500.

1 – *Biscutum finchii* Crux; 2 – *Crepidolithus* aff. *granulatus* Bown; 3 – *Crepidolithus impontus* (Grün) Goy; 4 – *Similiscutum cruciulus* de Kaenel and Bergen; 5 – *Zeugrhabdotus cooperi* Bown; 6 – обломок *Ethmorhabdus gallicus* Noël; 7 – *Zeugrhabdotus embergeri* (Noël) Perch-Nielsen; 8 – *Zeugrhabdotus embergeri* (Noël) Perch-Nielsen; 9 – *Zeugrhabdotus fissus* Grün and Zweili; 10 – *Cyclagelosphaera argoensis* Bown; 11 – *Cyclagelosphaera deflandrei* (Manivit) Roth; 12 – *Retecapsa* aff. *incompta* Bown; 13 – *Triscutum beaminsterensis* Dockerill; 14 – *Triscutum beaminsterensis* Dockerill; 15 – *Triscutum* aff. *expansus* (Medd) Dockerill; 16 – *Ansulasphaera helvetica* Grün and Zweili; 17 – *Biscutum dubium* (Noël) Grün; 18 – *Lotharingius crucicentralis* (Medd) Grün and Zweili; 19 – *Polycostella beckmanii* Thierstein; 20 – *Polycostella senaria* Thierstein; 21 – *Helenea chiastia* Worsley; 22 – *Faviconus multicolumnatus* Bralower; 23 – *Biscutum constans* (Gorka) Black; 24 – *Lithraphidites carniolensis* Deflandre.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Стратиграфія верхнього протерозою та фанерозою України у двох томах.** Т. 1: Стратиграфія верхнього протерозою, палеозою та мезозою України / Гол. ред. П.Ф. Гожик. Київ: ІГН НАН України. Логос. 2013. 637 p.
2. **Bown P.** Calcareous nannofossil biostratigraphy. London: Charman and Hall. 1998. 318 p.
3. **Bralower T.J., Monechi S., Thierstein H.R.** Calcareous Nannofossil Zonation of the Jurassic – Cretaceous Boundary Interval and Correlation with the Geomagnetic Polarity Timescale // Marine Micropaleontology. 1989. № 14. Pp. 153-235.
4. **Matlai L.** Calcareous nannoplankton from the Jurassic deposits of the Southern Ukraine // 8th International Siberian Early Career GeoScientists Conference: Proceedings of the Conference (13-24 June 2016, Novosibirsk, Russia). 2016. Pp. 307-308.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ИСТОЧНИКИ КЛАСТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ТАУХИНСКОГО АККРЕЦИОННОГО КОМПЛЕКСА (СИХОТЭ-АЛИНЬ)

С.Л. Медников^{1,2}, Н.Н. Крук^{1,2}, И.В. Николаева², Д.В. Снеменова²

¹Новосибирский национальный исследовательский государственный университет,
г.Новосибирск, e-mail: semeneazu@gmail.com;

²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск.

Таухинский террейн располагается в юго-восточной прибрежной части Приморья и на северо-западе ограничен от Журавлевско-Амурского террейна крупными левыми сдвигами [1]. Основание Таухинского террейна составляют кремнисто-терригенно-вулканогенные толщи одноименного аккреционного комплекса, доступные для непосредственного наблюдения в тектонических окнах среди позднемезовых-палеогеновых вулканитов Восточно-Сихотэ-Алинского пояса.

Таухинский комплекс представляет собой интенсивно дислоцированную толщу с сложным чешуйчато-поддвигаемым строением и многократным чередованием тектонических пластин. В составе комплекса выделяются три крупных тектонических пакета (блока), ограниченных разломами: (снизу вверх) Силинский, Горбушинский и Устиновский [1, 2]. В пределах каждой из тектонических пластин наблюдается ассоциация кремнистых, кремнисто-глинистых и терригенных пород, отражающая переход от глубоководных (пелагических и гемипелагических) условий осадконакопления к окраинноконтинентальным и, затем, к меланжевым образованиям хаотических комплексов. В целом для пакетов тектонических пластин характерна обратная стратиграфическая последовательность пород (древние отложения залегают стратиграфически выше молодых), типичная для комплексов аккреционных призм.

Внутреннее строение Таухинского комплекса и возраст слагающих его отложений детально охарактеризованы в [1]. Объектом нашего исследования стали терригенные породы, слагающие верхние части аккреционных ритмов.

Терригенные породы Таухинского комплекса разных структурных уровней имеют схожий состав обломочной части, сложенный преимущественно обломками кварца, согласно классификационной диаграмме В.Д. Шутова. На диаграмме У.Р. Дикинсона точки составов песчаников попадают в поле продуктов размытия рециклированных орогеннов. Петрохимический состав песчаников устиновского, горбушинского и силинского комплексов также близок и в целом характеризуется повышенными концентрациями SiO_2 (в среднем 70%), умеренными – Al_2O_3 , TiO_2 и щелочей (не более 5 мас. % $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$), низкими – феррических элементов и кальция. На классификационной диаграмме Ф. Петтиджона точки составов псаммитов сосредоточены почти исключительно в поле лититов, а на диаграмме М.М. Хирона фигуративные точки терригенных пород локализованы преимущественно в полях

вакк и лититов. По данным микроэлементного анализа породы обеднены некогерентными (крупноионными литофильными, редкоземельными, высокозарядными) и когерентными (Sc, Co) элементами в сравнении с NASC, обладают схожими спектрами распределения РЗЭ и близкой формой мультиэлементных спектров. Высокая степень сходства минералогического и химического составов указывает на близкий для разных тектоно-стратиграфических уровней источник кластического материала.

Преобладание кварца в каркасе пород в совокупности с высоким содержанием кремнезема и умеренными концентрациями щелочных элементов указывает на резкое преобладание в источнике сноса пород кислого состава. На это указывает также распределение фигуративных точек на диаграммах F1-F2 Розера и Коршаи и Zr/Sc–Th/Sc. Также на диаграмме F1-F2 отмечается тренд изменения состава источников сноса от основных пород к кислым, затем к богатым кварцем осадочным породам от Устиновского уровня к Силинскому, обусловленный, скорее всего, процессами рециклинга, за счет которых формировались литогенные породы.

На литогенный характер пород указывает корреляции и отношение петрогенетических модулей. Для песчаников Таухинского блока наблюдается либо значимая отрицательная корреляция ГМ и НКМ, а также между ЖМ и ТМ, либо корреляция отсутствует. Это свидетельствует о литогенной природе пород и высокой доле в их источнике переотложенного осадочного вещества [5].

По отношению ГМ к НКМ алевролиты Таухинского комплекса попадают преимущественно в область суперсилитов, некоторые образцы попали в область нормосилитов. По отношению ФМ-НКМ почти все точки составов алевролитов сконцентрированы в поле пород, несвязанных с корами выветривания, состоящих из стандартной минеральной системы «хлорит-монтмориллонит-гидросланца» и в поле гидросланцевистых глинистых пород с примесью полевых шпатов. Таким образом, протолиты осадочных толщ таухинского комплекса претерпели среднюю степень выветривания.

Песчаники Силинского, Горбушинского и Устиновского блоков характеризуются резко отрицательными значениями $\epsilon Nd(t)$ (от -8.4 до -16.3) и палеопротерозойскими модельными Nd возрастами $TNd(DM-II)$ (1,63–2,29 млрд лет). При этом изотопный состав неодима в песчаниках турбидитовых разрезов всех трех блоков относительно близок: значения $\epsilon Nd(t)$ составляют $-8.4 \dots -9.7$, -9.8 и $-10.5 \dots -10.6$ для пород Силинского, Горбушинского и Устиновского комплексов соответственно. Наименее радиогенный состав Nd ($\epsilon Nd(t) = -15.1 \dots -16.3$; $TNd(DM-II) = 2.2\text{--}2.3$ млрд лет) характерен для песчаников из включений в олистостроме Горбушинского блока.

Результаты U–Pb датирования детритовых цирконов из песчаников трех тектоно-стратиграфических уровней показали, что большая часть цирконов во всех пробах имеет докембрийский (преимущественно-палеопротерозойский) возраст. Вместе с тем, во всех изученных пробах присутствуют юрские-раннемеловые цирконы. Сопоставление данных о возрасте гемипелагических осадков и терригенных толщ, полученных палеонтологическими и геохронологическими методами, указывают на наличие магматической активности, субсинхронной с осадкообразованием для всех трех подкомплексов. При этом необходимо отметить, что доля позднеюрских-раннемеловых цирконов не превышает 20% общей популяции. В этом отношении осадочные породы Таухинского комплекса резко отличаются от типичных турбидитов активных континентальных окраин, в составе которых преобладает вулканомиктовый материал. В случае таухинского комплекса, судя как по спектру возрастов детритовых цирконов, так и по особенностям геохимического и изотопного состава пород, масштабы надсубдукционного вулканизма были незначительны. Вероятно, именно малыми объемами синхронного вулканизма обусловлен тот факт, что на ряде дискриминационных диаграмм, предназначенных для диагностики тектонических обстановок, точки составов части терригенных пород Таухинского комплекса тяготеют к полям пассивных континентальных окраин.

В качестве возможных источников кластического материала для терригенных пород таухинского аккреционного комплекса (в случае автохтонной природы одноименного террейна) могли бы рассматриваться либо позднедокембрийские-палеозойские образования Ханкайского массива, либо геологические комплексы юрских аккреционных призм, непрерывной полосой обрамляющих допалеозойские блоки с востока. Широкое разнообразие осадочных, магматических и метаморфических пород, проявленных в этих блоках, не позволяет провести прямое сопоставление характеристик пород. Поэтому за основу были взяты изотопный состав Nd и возраст цирконов.

По изотопному составу Nd единственным источником кластического материала с «подходящими» характеристиками могли бы быть метаморфические породы Матвеевского и Нахимовского террейнов Ханкайского массива. Однако в этих породах отсутствуют цирконы с возрастом более 950 млн. лет, в изобилии присутствующие в песчаниках Таухинского комплекса. Все остальные изученные магматические, метаморфические и осадочные породы Ханкайского массива и Самаркинского террейна характеризуются значимо более радиогенным, в сравнении с песчаниками таухинского комплекса, составом неодима (модельный возраст не превышает 1.5 млрд лет [4].

Совокупность имеющихся данных позволяет утверждать, что Таухинский террейн является аллохтонным блоком в современной структуре Сихотэ-Алиня. Наличие в осадочных толщах Таухинского террейна комплексов тетической фауны [1] позволяет предполагать, что блоки, служившие источниками кластического материала для терригенных толщ, располагались в существенно южных широтах. Преобладание в составе осадочных пород древнего корового материала позволяет предположить, что изученный аккреционный комплекс сформировался на восточной окраине Сино-Корейского кратона.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (проект № 14.Y26.31.0018).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Голозубов В.В., Ханчук А.И., Кемкин И.В.** и др. Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинский орогенный пояс // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1 / Под ред. Ханчука А.И. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 161–202.
2. **Кемкин И.В.** Строение террейнов юрской аккреционной призмы Сихотэ-Алинь-Приамурского региона и юрская геодинамическая эволюция восточной окраины Азии // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 10. С. 1003-1017.
3. **Крук Н.Н., Симаненко В.П., Гвоздев В.И., Голозубов В.В., Ковач В.П., Серов П.А., Холоднов В.В., Москаленко Е.Ю., Куйбида М.Л.** Геохимические особенности и источники расплавов раннемеловых гранитоидов Самаркинского террейна (Сихотэ-Алинь) // Геология и геофизика, 2014. Т. 55. № 2. С. 276-302.
4. **Крук Н.Н., Руднев С.Н., Голозубов В.В., Касаткин С.А., Крук Е.А.** А-граниты Гродековского батолита: возраст, состав, индикаторная роль в раннепалеозойской геологической истории Южного Приморья // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле, 2016, вып. 30. № 2. С. 5-15.
5. **Юдович Я.Э., Кетрис М.П.** Основы литохимии. С-Пб.: Наука, 2000. 479 с.

ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИЙ ЭТАП В ИСТОРИИ ЭВОЛЮЦИИ ЮЖНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА

З.Л. Мотова

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, e-mail: motova@crust.irk.ru

Позднедокембрийские осадочные толщи, прослеживающиеся вдоль южной окраины Сибирского кратона на протяжении около 2000 км, относятся к структуре Саяно-Байкало-Патомского пояса (СБПП) [2]. В пределах СБПП выделяется три сегмента: западный (Саянский сегмент), центральный (Байкальский сегмент) и северо-восточный (Патомский сегмент). Мощные осадочные последовательности этих комплексов пород отражают этапы геодинамической эволюции территории, которая многими исследователями рассматривается как окраина Палеоазиатского океана, формирование которого связано с распадом суперконтинента Родиния в поздневендское время [1, 2 и др.]. Согласно Унифицированной стратиграфической схемы, позднерифейско-вендские осадочные разрезы СБПП подразделяются в следующие региональные стратиграфические горизонты (снизу вверх): пурпольский, медвежевский, баллаганахский, дальнетайгинский, жуинский и присаянский, которые объединяют разновозрастные отложения, отражающие определенные этапы геологической эволюции региона [2]. Объектами настоящего исследования стали предвендские терригенные отложения ипситской свиты оселковой серии Саянского сегмента СБПП, нуганской свиты байкальской серии Байкальского сегмента СБПП и бугарихтинской свиты баллаганахской серии Патомского сегмента СБПП, относящиеся к Баллаганахскому региональному стратиграфическому горизонту. Возрастная позиция этих стратоподразделений, до настоящего времени, определялась на основании косвенных геологических данных и межрегиональных стратиграфических корреляций. С целью наиболее достоверной расшифровки и хронологической «привязки» ранних стадий эволюции Палеоазиатского океана, были проведены комплексные исследования предвендских терригенных отложений ипситской свиты оселковой серии, нуганской свиты байкальской серии и бугарихтинской свиты баллаганахской серии всех трех сегментов СБПП.

Проведенные комплексные исследования терригенных отложений указанных стратоподразделений включали в себя петрографические, геохимические (анализ концентраций петрогенных, редких и редкоземельных элементов), а так же U-Pb (LA-ICP-MS) геохронологические исследования детритовых цирконов.

В результате исследований терригенных отложений ипситской свиты карагасской серии (Саянский сегмент СБПП) было установлено следующее:

1) накопление терригенных отложений ипситской свиты происходило во внутриконтинентальной обстановке, за счет поступления в бассейн седиментации обломочного материала с южной части Сибирского кратона;

2) схожесть возрастных спектров, полученных U-Pb (LA-ICP-MS) методом по детритовым цирконам из пород ипситской свиты с таковыми из нижележащих отложений шангулежской и тагульской свит карагасской серии [6] свидетельствует о накоплении этих пород в едином бассейне седиментации, при поступлении обломочного материала из одного источника;

3) учитывая то, что породы ипситской свиты карагасской серии перекрываются отложениями марнинской свиты оселковой серии с горизонтом тиллитов маринонского оледенения (~635 млн лет) в основании [3], а нижележащие породы шангулежской свиты карагасской серии прорываются дайками долеритов нерсинского комплекса (~740 млн лет) [5], возраст накопления терригенных пород ипситской свиты может быть ограничен временным интервалом 740 – 640 млн лет.

Вещественные и геохронологические характеристики, полученные для терригенных пород нуганской свиты байкальской серии Байкальского сегмента СБПП позволили установить что:

1) седиментация отложений нуганской свиты происходила на рифтогенной стадии раз-

вития пассивной окраины, в основном за счет разрушения пород фундамента южной окраины Сибирского кратона;

2) вещественные характеристики и возрастные спектры по детритовым цирконам, полученные для терригенных отложений нуганской свиты аналогичны с таковыми по голоуспенской свите, что свидетельствует о накоплении отложений обеих свит в пределах общего бассейна седиментации, за счет одних и тех же источников обломочного материала, которые располагались в пределах южного фланга Сибирского кратона;

3) принимая во внимание то, что породы нуганской свиты перекрываются отложениями голоуспенской свиты, имеющей в основании тиллитовый горизонт маринонского уровня (~635 млн лет) [3] и, в то же время не прорываются дайками долеритов с возрастом ~725 млн лет [7], широко распространенными в пределах Западного Прибайкалья. Время накопления отложений нуганской свиты может быть ограничено периодом 720 – 640 млн лет.

Комплексные исследования терригенных пород бугарихтинской свиты баллаганахской серии Патомского сегмента СБПП позволили сделать следующие выводы:

1) седиментация пород бугарихтинской свиты происходила в условиях пассивной континентальной окраины за счет разрушения архей-раннепротерозойских пород фундамента южной окраины Сибирского кратона;

2) вещественные характеристики нижележащих отложений хайвергинской и хорлухтахской свит баллаганахской серии Патомского сегмента [4] аналогичны таковым, полученным нами для терригенных пород бугарихтинской свиты, что свидетельствует о накоплении осадочных пород баллаганахской серии в пределах единого осадочного бассейна при поступлении обломочного материала из одного источника;

3) учитывая то, что породы баллаганахской серии перекрываются терригенными отложениями джемкуканской свиты дальнетайгинской серии, в основании которой фиксируются тиллиты маринонского оледенения (~635 млн лет) [3], можно предположить, что седиментация отложений бугарихтинской свиты происходила не позднее 640 млн лет.

На основании синтеза комплексных исследований предвендских терригенных отложений ипситской, нуганской и бугарихтинской свит различных сегментов СБПП, можно сделать вывод о том, что седиментации этих отложений происходила на обширном континентальном шельфе Сибирского кратона, который являлся основным поставщиком обломочного материала в бассейн седиментации. Таким образом, предполагается, что в позднем рифее (криогений – эдиакарий), еще до распада Родинии и открытия Палеоазиатского океана, вдоль южной окраины Сибирского кратона существовал внутриконтинентальный осадочный бассейн, в пределах которого и формировались терригенные отложения изученных стратоподразделений. В последующем, развитие этого палеобассейна, способствовало открытию Палеоазиатского океана.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-35-00064).

ЛИТЕРАТУРА

1. Гладкочуб Д.П., Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Писаревский С.А., Николь Г., Мотова З.Л., Корнилова Т.А. Ранние этапы развития Палеоазиатского океана: данные по LA-ICP-MS датированию детритовых цирконов из позднедокембрийских толщ южного фланга Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. №10. С. 1472–1490.

2. Решения всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Ч. 1. Новосибирск, 1983. 214 с.

3. Советов Ю.К., Комлев Д.А. Тиллиты в основании Оселковой серии Присяня и нижняя граница венда на юго-западе Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 48. №1. С. 60–79.

4. Чугаев А.В., Будяк А.Е., Чернышев И.В., Шатагин К.Н., Олейникова Т.И., Тарасова Ю.И., Скузоватов С.Ю. Источники обломочного материала неопротерозойских

метаосадочных пород Байкало-Патомского пояса (Северное Забайкалье) по Sm-Nd изотопным данным // Геохимия, 2017. №1. С. 17–25.

5. Gladkochub D., Pisarevsky S., Donskaya T., Natapov L., Mazukabzov A., Stanevich A. and Sklyarov E. The Siberian Craton and its evolution in terms of the Rodinia hypothesis. Episodes, 2006. Vol. 29(3), P. 169–174.

6. Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Stanevich A.M., Pisarevsky S.A., Zhang S., Motova Z.L., Mazukabzov A.M., Li H. U-Pb detrital zircon geochronology and provenance of Late Precambrian sediments in southern Siberia: new insights into breakup of Rodinia and opening of Paleo-Asian Ocean // Gondwana Research, 2019 (in press).

7. Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Demoux A., Xia X., Wang W., Donskaya T., Liu D., Sun M. Detrital and xenocrystic zircon ages from Neoproterozoic to Palaeozoic arc terranes of Mongolia: Significance for the origin of crustal fragments in the Central Asian Orogenic Belt. Gondwana Research. 2011. Vol. 19(3). P. 751–763.

ДАТИРОВКА СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКОВ ОЗЕРА КУЧЕРЛИНСКОЕ МЕТОДАМИ ВАРВОХРОНОЛОГИИ

В.С. Новиков^{1,2}, А.В. Дарьин², М.А. Максимов³

¹Новосибирский научно-исследовательский государственный университет, г. Новосибирск,
e-mail: snovikov50@icloud.com

²Институт геологии и минералогии имени В.С. Соболева, СО РАН г. Новосибирск

³Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск

Целью данной работы является получение исходных данных для построения независимой и надежной временной шкалы для современных осадков высокогорного озера Кучерлинское, расположенного на территории республики Горный Алтай у подножия северного склона Катунского хребта в верховьях реки Кучерла. Озеро находится на высоте 1790 м над уровнем моря в труднодоступном регионе и подвергается минимальному антропогенному воздействию, поэтому может рассматриваться как перспективный объект для палеоклиматических реконструкций.

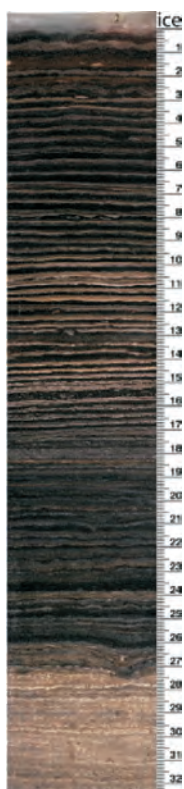


Рис. 1. Варвы

Поскольку геология не претерпевает значительных изменений на протяжении всего жизненного цикла озерных бассейнов, изменения, регистрируемые в озерах и их отложениях, в основном связаны с изменчивостью климата [3]. Основой для построения количественных палеореконструкций высокого временного разрешения на основе литолого-геохимических данных является установления связи состава и свойств датированных слоев осадка с внешними условиями его образования (в первую очередь инструментальными погодно-климатическими наблюдениями). Для этого требуется точное и правильное датировка слоев современных донных отложений, перекрывающих временной интервал последних десятилетий.

Для решения подобной задачи может служить озеро Кучерлинское, содержащее тонко ламинированные донные осадки с годовой слоистостью – варвы. Термин “варвы” обозначает “ленточные глины”, отложения приледниковых озер, состоящие из чередующихся слоев тонкозернистого песка и глины – продуктов осаждения ледниковой мути (рис. 1). Их основной особенностью и, в некоторой степени, уникальностью, является сезонная слоистость, путём подсчета которой можно определить продолжительность времени образования толщ глин.

Варвные хронологии построены на идентификации и подсчете годовых слоев. Эти годовые единицы обычно содержат два или более слоев, которые

различаются по составу и структуре. Они могут представлять определенные сезоны или даже короткие седиментационные события.

Донные осадки озера Кучерлинское предоставляют уникальные возможности для получения палеоклиматических и палеоэкологических реконструкций высокого временного разрешения с точным контролем времени. Для лучшего интерпретирования процессов осадкообразования необходимо понять физические, химические и биологические факторы, влияющие на формирование и сохранность донных отложений.

Процедура подсчета слоев проводилась по визуально выделяемым слоям в оптических шлифах. Процедура получения шлифов – одна из важных методических задач. Используется оригинальная зарубежная методика изготовления твердых препаратов из влажного керна, включающая три этапа: 1) наложение бокса 170x15x7 мм из алюминиевого на поверхность осадка и вырезание его из керна; 2) замораживание в жидком азоте и сушка в лиофильной камере (вакуумная сушка при -45 -55°C); 3) насыщение полимером – смесью эпоксидной смолы и ацетона. Полученные препараты пригодны для длительного хранения, изготовления шлифов и полировок для изучения в оптическом микроскопе, для рентгеновских и других современных методов микроанализа.

На сканере были получены изображения, на которых видны чередования темных и светлых слоев: темные слои соответствуют зимнему периоду, светлые слои соответствуют летнему периоду. Таким образом, совокупность двух этих соседствующих слоев дает нам в итоге слой-пару, которая и является годичным ритмом (рис. 2). Выделяя и подсчитывая каждый новый слой вычислялась скорость накопления слоев для каждого единичного интервала, равного 1 см на глубину. Для уменьшения субъективной погрешности подсчет проводился независимо двумя сотрудниками.

Так же с помощью программы Matlab была написана программа (RGB), целью которой являлось уменьшение субъективного фактора при проведении исследований. Программа была написана так, что она выводит данные интенсивности красного (R), зеленого (G) и голубого (B) компонентов в каждой точке фотографии по заданному профилю.

По результатам визуального подсчета, на интервале 41 мм было выделено 19 слоев, и толщина составила 2,16 мм, тогда как основываясь на результатах программы удалось выявить 23 слоя, и в этом случае толщина равна 1,78 мм (см. рис. 2)

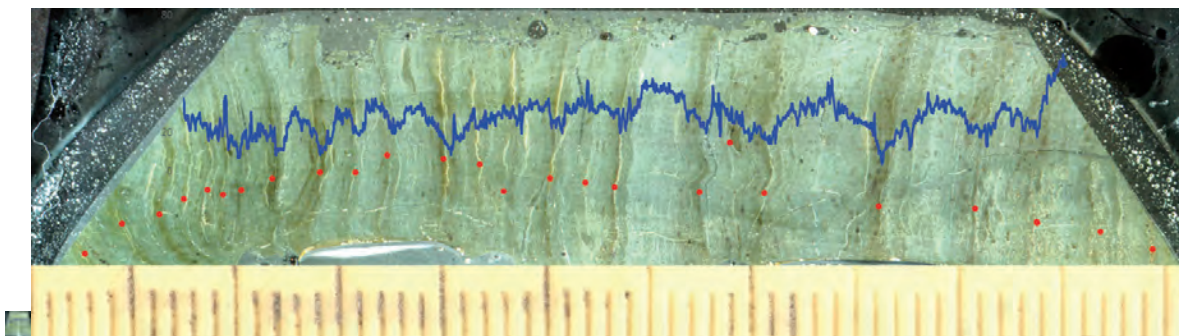


Рис.2. Скорость накопления слоев для двух вариантов подсчета – визуально (красный) и RGB (зеленый).

Вывод.

Разработана процедура подсчета визуально выделяемых слоев в тонко-ламинированных донных осадках оз. Кучерлинское. Создана временная модель непрерывного осадконакопления, которая будет использована для построения временных рядов для геохимических индикаторов климата, измеренных вдоль осадочного разреза с сезонным – годичным шагом опробования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дарьин Ф.А., Соломина О.Н., Грачев А.М., Дарьин А.В., Ракшун Я.В., Сороколетов Д.С. Проблемы региональной экологии. 2018. С. 70-76.

2. Бахмутов В.Г., Еврезов В.Я., Колька В.В. Палеомагнетизм ленточных глин: седиментогенез и запись вековых вариаций. 2009. С. 25-41.

3. Wehrli B., Lotter A.F., Schaller T., Sturm M. High-resolution varve studies in Baldeggersee (Switzerland): project overview and limnological background data, *Aquat. Sci.*, 59 (4) (1997), pp. 285-294.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОДИНАМИКЕ ФОРМИРОВАНИЯ КРАСКИНСКОЙ ВПАДИНЫ (ЮЖНОЕ ПРИМОРЬЕ)

Н.Ю. Попов, С.А. Касаткин, И. Ю. Чекрыжов

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail:
popov_ni22@mail.ru*

Краскинская впадина (КВ) (=Хасанская впадина) расположена в юго-западной части Приморского края, значительная часть впадины скрыта под водами бухты Экспедиции и бухты Рейд Паллада, а юго-восточная граница – под водами залива Посыета (рис. 1). В плане эта депрессия имеет форму овала, вытянутого в широтном направлении более чем на 50 км, при ширине от 3 на западе до 12 км на востоке. В основании КВ залегают эоценовые зайсановская свита и краскинская толща, которые представлены эффузивами основного – среднего и кислого составов. Перекрывает их эоцен-олигоценая угленосная хасанская свита. В основании свита сложена маломощным слоем конглобрекции, выше по разрезу в составе преобладают песчаники и алевролиты, вмещающие пласты бурого угля. Выше по разрезу залегает олигоценая туффитовая толща, сложенная алевроитовыми туффитами, туфами риолитов, слабо-литифицированными песчаниками, аргиллитами, песками, алевроитами, глинами с галькой и гравием. В центральной части закартирована миоценовая толща песчаников, сложенная слаболитифицированными песчаниками, алевролитами, туффитами, песками, алевроитовыми туфами и глинами, залегающими согласно на туффитовой толще [1, 2, 3]. Породы, слагающие КВ, формируют синклинальную структуру с углами падения до 30° на ЮЮЗ и ССВ у границ впадины и до 5° к центральной части. Осадочный чехол впадины рассечен разломами ССВ простирания, активных с позднемелового времени [3].

В пределах КВ находится Хасанское бурогольное месторождение, где на стадии разведки и эксплуатации геологами закартировано большое количество разрывных нарушений преимущественно сбросового типа с амплитудой до нескольких десятков метров [5]. Разрывные нарушения имеют преимущественно субширотное простирание. Они пересекают и смещают эоценовые вулканогенные породы зайсановской свиты и краскинской толщи, и осадочные толщи хасанской свиты, а также отложения туффитовой толщи олигоцена, при этом не затрагивают миоценовые образования толщи песчаников, слагающие ядро синклинали (рис. 2.). Такое развитие сбросовых нарушений указывает на высокую тектоническую активность на границе позднего олигоцена и миоцена.

В задачу наших исследований входило выявление геодинамических условий формирования разрывных нарушений на этапе позднего олигоцена – миоцена. Данные пространственных ориентировок разрывных нарушений были сведены на диаграмму в виде изолиний плотности и розы-диаграммы простираний (см. рис. 2.). Выявлено три системы разрывов: субширотная (I система), СВ (II система) и СЗ (III система). Субширотная система разрывов является доминирующей и соответствует сбросам с углами падения от 60 до 90°. Простирание сбросов показывает, что они могли сформироваться под действием субширотного сжатия (BCB 275°). В этом случае разрывы II и III систем, имеющие подчиненное значение, могли развиваться как левые и правые сдвиги, соответственно. Следует отметить, что схожие по возрасту кайнозойские впадины Приморья формировались под действием регионального



Рис. 1. Схематическая геологическая карта Краскинской впадины

1 – четвертичные отложения; 2 – миоцен, толща песчаников; 3 – олигоцен, туффовая толща; 4 – эоцен-олигоцен, хасанская свита; 5 – эоцен, кислые вулканы, краскинская толща; 6 – эоцен, основные – средние вулканы, зайсановская свита; 7 – докайнозойские образования; 8, 9 – разрывы: установленные (8), предполагаемые (9); 10 – сдвиги; 11 – элементы залегания; 12 – разрез; 13 – границы участка.

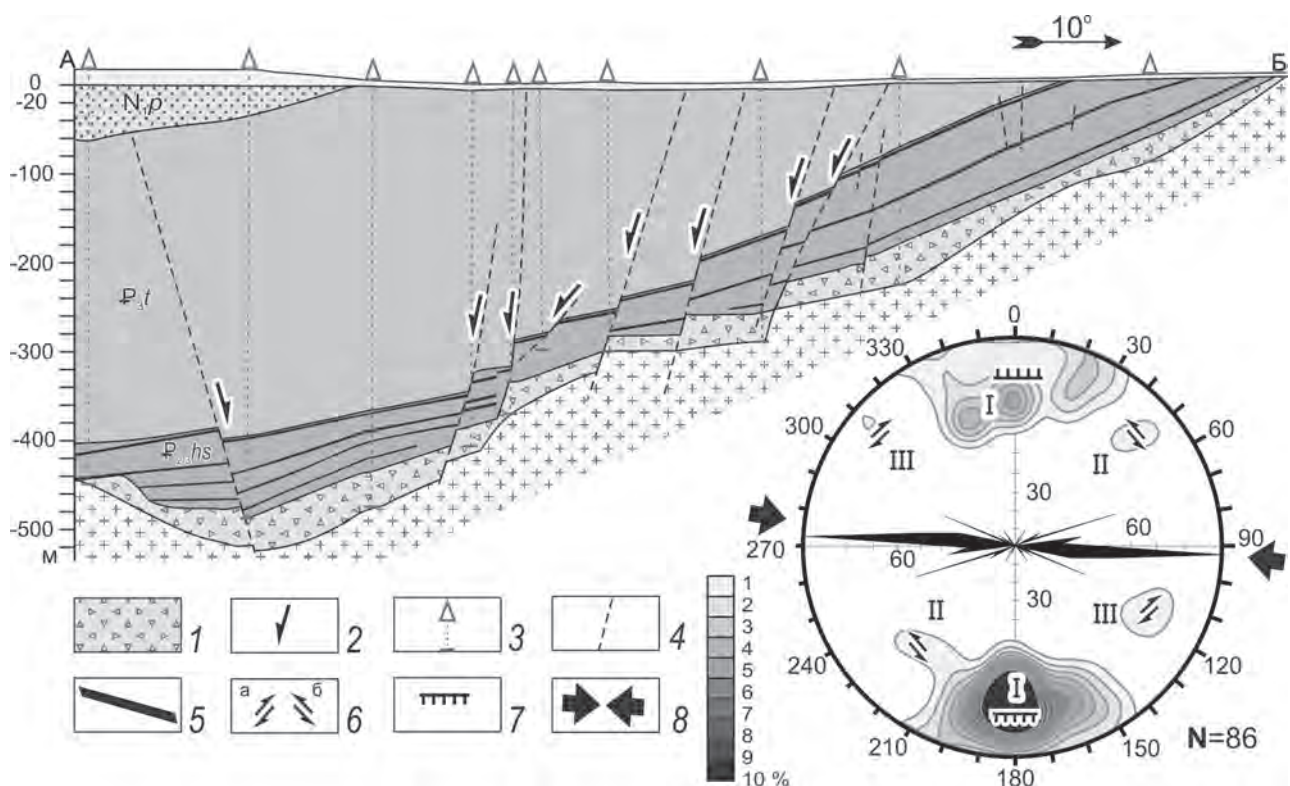


Рис. 2. Профиль по линии А-Б и диаграмма главных разрывных нарушений Краскинской впадины

1 – конглобракция; 2 – сбросы; 3 – скважины; 4 – разломы; 5 – угольные пласты; 6 – сдвиги: а) правые, б) левые; 7 – сбросы (на диаграмме); 8 – ориентировка сжатия. В проекции на верхнюю полусферу (сетка Вульфа) изображены: изолинии плотности полюсов разрывов в процентах; римские цифры – системы разрывов; N – количество замеров. Остальные условные обозначения см. на рис. 1.

СВ (60°) поля напряжений [6, 7]. Учитывая широкое распространение ССВ разломов можно предположить, что под действием СВ сжатия они испытывали динамическое взаимодействие. Следовательно, вектор СВ (60°) регионального сжатия (σ_1) относительно разломов ССВ простирания можно разложить на составляющие: нормальную (n), и тангенциальную (сдвиговую) (t), где сдвиговая составляющая реализовалась вдоль ССВ разломов в виде правосторонних смещений, а нормальная действовала в области их динамического воздействия, то есть в пределах Краскинской впадины и, следовательно, субширотное сжатие выявленное в её пределах – является локальным (рис. 3).

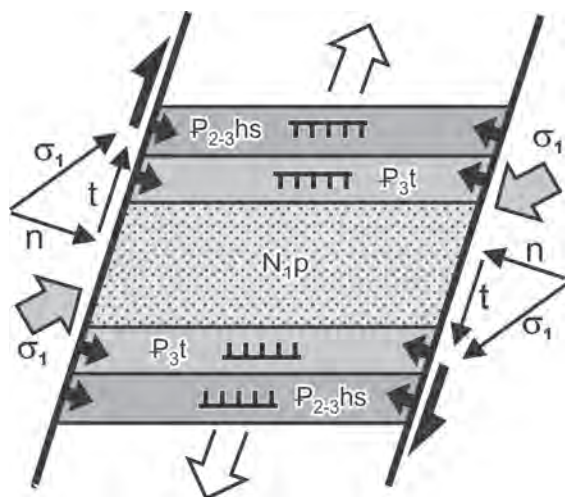


Рис. 3. Схема проявления локального поля напряжений в пределах Краскинской впадины

σ_1 – ориентировка регионального сжатия и её составляющие: n – нормальная и t – тангенциальная (сдвиговая); черные стрелки (внутри схемы) – направление локального сжатия; белые стрелки – ориентировка сдвигового растяжения; стрелки вдоль разломов – направление сдвигового смещения.

Таким образом, нами выявлен этап тектонической активности на границе позднего олигоцена – миоцена, при котором в пределах КВ действовало локальное субширотное сжатие, что привело к формированию многочисленных сбросов. В результате образовалось проседание

в ядре синклинали, компенсированное миоценовыми отложениями толщи песчаников, что сформировало современный облик Краскинской впадины.

ЛИТЕРАТУРА

1. Павлюткин Б. И., Петренко Т.И. Стратиграфия палеоген-неогеновых отложений Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2010. 164 с.
2. Павлюткин Б.И., Чекрызов И.Ю., Петренко Т.И. Геология и флоры нижнего олигоцена Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2014. 236 с.
3. Кутуб-Заде Т.К., Коваленко С.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Сер. Сихотэ-Алинская. Лист К-52-ХІ, ХVІІ. Объяснительная записка. СПб. 2000. 140 с.
4. Уткин В. П., Седых А.К. Геодинамика формирования структур угольных месторождений (на примере Приморья) // Докл. АП СССР. 1984. №35. С. 1199-1204.
5. Овчинникова А.М. Геологический отчет по доразведке с пересчетом запасов угля поля шахты хасанская Хасанского бурогоугольного месторождения. Артём.1992 г. С. 133.
6. Голозубов В.В., Микловда С.В., Ли Д., Павлюткин Б.И., Касаткин С.А. Динамика формирования кайнозойской Угловской впадины (Южное Приморье) // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 4. С. 22-33.
7. Голозубов В.В., Донг У Ли, Касаткин С.А., Павлюткин Б.И. Тектоника кайнозойской Нижнебикинской угленосной впадины (Северное Приморье) // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28. № 3. С. 74-89.

ГЕОХИМИЯ МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД НИЖНЕМЕЛОВОЙ МАЛОТЫНДИНСКОЙ СЕРИИ МАЛОТЫНДИНСКОЙ ВПАДИНЫ (СЕВЕРНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА)

Ю.Н. Смирнова, В.А. Заика

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Монголо-Охотский складчатый пояс один из крупнейших структурных элементов Азии, вопросы его эволюции ещё не решены. По настоящее время наиболее дискуссионными в среде ученых являются вопросы о времени и характере проявления аккреционных и коллизионных процессов. На этом основании одним из источников информации, позволяющей внести определенный вклад в решение этого вопроса, являются сведения об условиях накопления терригенных пород мезозойских осадочных бассейнов, расположенных в пределах континентальных структур.

В связи с этим нами были проведены исследования нижнемеловых терригенных отложений, выполняющих Малотындинскую впадину, которая вытянута в субширотном направлении вдоль границы между южной окраиной Джугджуро-Станового супертеррейна и Тукурингским террейном восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса.

В строении малотындинской впадины выделяют следующие стратиграфические подразделения (снизу вверх). Среднеюрская дессовская свита, верхнеюрско-нижнемеловая стрелкинской свита и нижнемеловая малотындинская серия [2, полное описание стратиграфических подразделений см. в Заика В.А., Сорокин А.А. «ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ ЦИРКОНОВ ИЗ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАЛОТЫНДИНСКОЙ ВПАДИНЫ (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА)» сборник тезисов конференции-школы «Геология на окраине континента», 2019 год].

Нами были исследованы песчаники малотындинской серии. Аналитические исследования выполнены с использованием методов РФА (основные петрогенные компоненты, Zr) в Институте геологии и природопользования ДВО РАН и ICP-MS (Li, Rb, Sr, Ba, REE, Y, Th, U, Nb, Ta, Pb, Zn, Co, Ni, Sc, V, Cr) в Институте тектоники и геофизики ДВО РАН.

На классификационной диаграмме $\log (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log (\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ фигуративные точки составов пород малотындинской серии лежат в поле вакк (рис. 1а). Соотношения пороодообразующих оксидов в породах позволяют предполагать, что их источниками были как магматические умеренно-кислые, так и кислые (рис. 1б) породы.

Распределению редкоземельных элементов в метаосадках малотындинской серии характерно резкое преобладание легких лантаноидов над тяжелыми, о чем свидетельствует величина отношения $([\text{La}/\text{Yb}]_n=11.4-20.0)$, и проявленной отрицательной европиевой аномалии $(\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.71-0.93)$. В целом, по характеру распределения лантаноидов породы малотындинской серии близки мезо-кайнозойской граувакке по К. Конди [4]. Уровень концентраций большинства литофильных элементов в исследуемых породах соответствует верхнекоровому за исключением некоторого дефицита U (до 1.4 мкг/г), Nb (до 9 мкг/г), Ta (до 0.6 мкг/г) и, наоборот, незначительного избытка Sr (до 658 мкг/г), Cr (до 75 мкг/г) и V (до 126 мкг/г).

На большинстве тектонических диаграмм, часть из которых приведена на рисунке 1 в-г, фигуративные точки составов пород малотындинской серии лежат, преимущественно, в поле составов осадков, формирующихся в обстановках активной континентальной окраины и островной дуги на континентальном основании.

Таким образом, результаты проведенных исследований свидетельствуют о вариативности химического состава метаосадочных пород нижнемеловой малотындинской серии Малотындинской впадины. По нашему мнению, это связано с широким спектром пород в источниках обломочного материала и является характерной особенностью осадков, образующихся в орогенной обстановке [1].

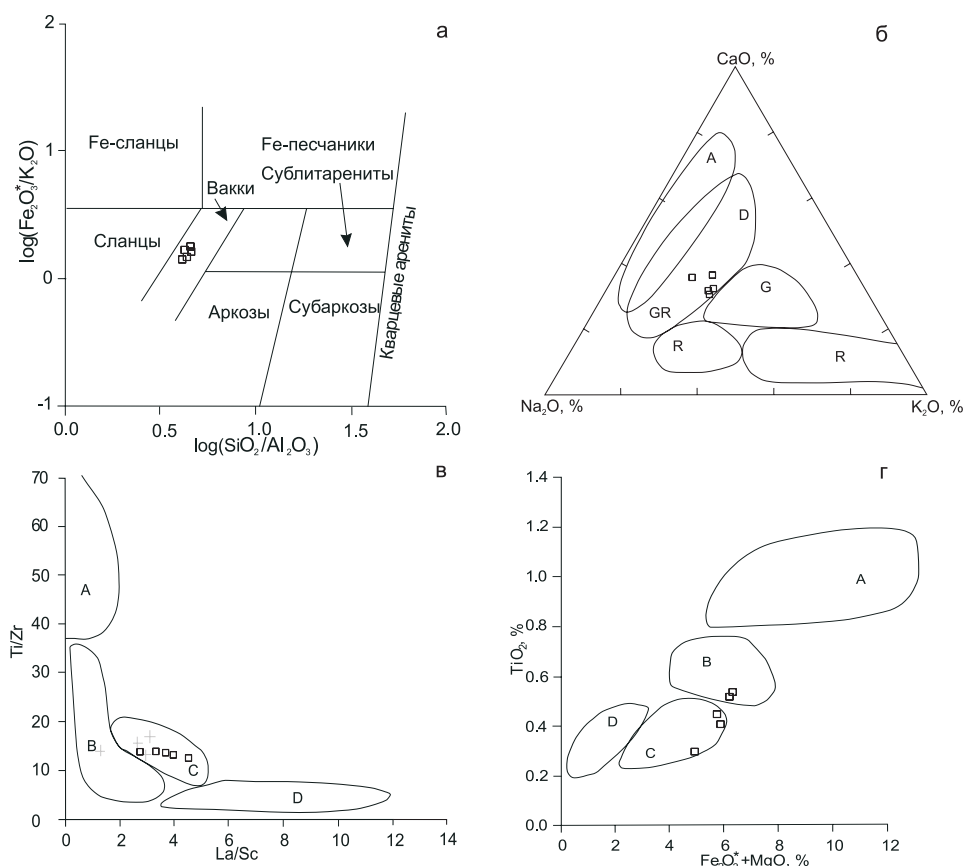


Рис. 1. Диаграммы $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ (а) [3]; $\text{Na}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{K}_2\text{O}$ (б). Поля: А – андезиты, D – дациты, Gr – гранодиориты, G – граниты, R – рециклированные осадки [4]; $\text{La}/\text{Sc}-\text{Ti}/\text{Zr}$ (в) [4]; $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}) - \text{TiO}_2$ (г) [4].

Поля, характеризующие песчаники из тектонических обстановок: А – океанические островные дуги, В – континентальные островные дуги, С – активные континентальные окраины, D – пассивные континентальные окраины. Fe_2O_3^* – общее железо в виде Fe_2O_3 .

Авторы благодарят сотрудников Института геологии и природопользования ДВО РАН (А.И. Палажченко, В.И. Рождествовину, Е.С. Сапожников, Е.В. Ушакову), Института тектоники и геофизики ДВО РАН (Л.С. Боковенко, Е.М. Голубеву, А.В. Штареву) за выполнение аналитических исследований.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект 18-35-00002-мол-а).

ЛИТЕРАТУРА

1. Маслов А.В., Мизенс Г.А., Подковыров В.Н., Гареев Э.З., Сорокин А.А., Смирнова Ю.Н., Сокур Т.М. Синорогенные псаммиты: основные черты литохимии // Литология и полезные ископаемые. 2013. № 1. С. 70-96.
2. Сережников А.Н., Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000. Третье поколение. Лист N-52 (Зея). Дальневосточная серия. Ред. Вольский А.С. СПб.: ВСЕГЕИ. 2007.
3. Петтиджон Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. Москва, Изд-во Мир. 1976. 535 с.
4. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. V. 91. № 6. P. 611-627.
5. Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // Chem. Geol. 1993. V. 104. P. 1-37.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕСЧАНИКОВ ВЕРХНЕГО ВЕНДА ЮГО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Т.М. Сокур

Институт геологических наук НАН Украины, г. Киев, e-mail: sokurvsesvit@ukr.net

Разрез верхневендских отложений юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы (Днестровский перикратонный прогиб), отличающийся исключительно благоприятными условиями обнаженности, стратиграфической полнотой, широким распространением в нем различных органических остатков, несмотря на высокую степень геологической изученности, продолжает вызывать научный интерес. Это касается вопросов, связанных со значительными событиями, такими как перестройка структурного плана бассейна осадконакопления, типы седиментации и т.д., которые остаются недостаточно исследованными или дискуссионными. Особый интерес вызывают псаммиты. Песчаники представлены в отложениях всех геологических возрастов, от наиболее древних до самых молодых, и во всех структурных зонах континентов – платформенных, геосинклинальных и орогенных.

Песчаники более, чем любой тип осадочных пород, сохраняют в своем минеральном составе признаки исходных материнских пород. Используя методы, основанные на принципе сохранения основных особенностей вещественного состава осадков в процессе литогенеза, были получены данные которые положены в основу реконструкции петрографического состава питающих провинций и ряда других особенностей псаммитов верхнего венда юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы (Днестровский перикратонный прогиб).

Песчаники являются одними из наиболее распространенных пород в разрезе венда рассматриваемой территории и составляют в среднем 25% объема, колеблясь от 40 до 20% в зависимости от типа разреза.

К верхнему венду исследуемого района относятся могилев-подольская и каниловская серии. Могилев-подольская серия состоит из трех свит – могилевской, ярышевской и нагорянской. В могилевской свите выделяются ольчедаевские, ломозовские, ямпольские и лядовские слои. Ярышевская свита подразделяется на бернашевские, бронницкие и зиньковские слои. Нагорянская свита подразделяется на джуржевские и калюсские слои. Каниловская серия залегает на могилев-подольской со структурным несогласием и объединяет четыре свиты – даниловскую (пилиповские, шебутинецкие слои), жарновскую (кулешовские, староушицкие слои), крушановскую (кривчанские, дурняковские слои), студеницкую (поливановские, комаровские слои).

Состав песчаников свит могилев-подольской серии близок между собой. Снизу вверх по разрезу он изменяется от полевошпатовых до экстракварцевых, причем изменение имеет не линейный, а возвратно-поступательный характер – в пределах каждой свиты состав также изменяется от преимущественно полевошпатовых или кварц-полевошпатовых к существенно кварцевым.

Песчаники всех свит каниловской серии близки между собой по составу и его изменение имеет такой же возвратно-поступательный характер, как и в породах могилев-подольской серии. Состав песчаников каниловской серии изменяется от литокластического до экстракварцевого.

Для исследования тектонических и геохимических особенностей песчаников использовался ряд петрохимических модулей, характеризующих особенности условий осадконакопления и дифференциацию материала [2]. Был проанализирован массив из 184 химических силикатных анализов псаммитов из коллекции автора, а также А.В. Сочавы и Л.В. Коренчук (банк литохимических данных Precsed, ИГГД РАН), отобранных из всех структурных единиц стратотипического разреза верхнего венда.

Тектонический режим формирования осадков верхнего венда юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы (Днестровский перикратон), изучался с использованием ряда диаграмм [3, 5]. На классификационной диаграмме усредненные данные по слоям,

свитам и в целом по могилев-подольской и каниловской сериям показали следующую картину. В зону океанических островодужных комплексов попали ряд фигуративных точек отвечающие средним значениям ломозовских, лядовских, джуржевских и все точки зиньковских слоев. Эти отложения характеризуются также высокими значениями $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}\%$, $\text{TiO}_2\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$. Следует отметить, что ломозовские и джуржевские слои попадают также и в область активных континентальных окраин. Это, вероятно, связано с месторасположением скважины и глубиной отбора проб, что свидетельствует о различных условиях образования, специфике рельефа и дифференциации отложений. Формирование отдельных групп песчаников бернашевских и джуржевских слоев, фигуративные точки которых на диаграмме находятся в непосредственной близости к условной границе полей океанических островодужных комплексов и активных континентальных окраин, происходило, возможно, в условиях континентальных островных дуг.

Отдельные позиционные точки составов песчаников, отвечающие значениям ольчедаевских, ямпольских и джуржевских слоев, а также точка, характеризующая все средние модульные значения слоев нагорянской свиты, полученные А.В. Сочавой и др. [1], выходят за пределы поля, предложенного B.D. Roser, R.J. Korsch [5], разграничивающего область активных и пассивных континентальных окраин. Эти породы, имеющие наибольшие значения SiO_2 и расположенные в правой части диаграммы, хоть и попадают в поле активных континентальных окраин, очевидно, формировались в условиях относительного тектонического покоя, что и способствовало формированию высоkozрелых песчаников. Модульные величины песчаников перечисленных слоев на диаграмме M.R. Bhatia [3] ложатся в диапазон значений, отвечающих пассивным континентальным окраинам.

Следует отметить, что в каждой свите могилев-подольской серии присутствует фигуративная точка, которая попадает в поле океанических островодужных комплексов. Поскольку геохимический состав терригенных пород является результатом комплексного взаимодействия различных непостоянных процессов, таких как источник сноса, рельеф, химическое выветривание, перенос, диагенез и т.д., упомянутое расположение позиционных точек может свидетельствовать об участии в процессе формирования данных песчаников продуктов разрушения кислых и основных изверженных, и вулканических пород.

Базальные отложения могилев-подольской серии формировались в условиях активного тектонического режима. Большой разброс значений модулей косвенно говорит о быстром поступлении и захоронении в бассейне значительных количеств сравнительно пестрой по петрохимическому составу и свежей кластики, которая ассоциирует с основными и кислыми вулканитами.

Позиционные точки средних составов песчаников свит каниловской серии расположены на диаграмме в непосредственной близости друг к другу в зоне активных континентальных окраин, с минимальными значениями для $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ и относительно высокими значениями для SiO_2 . Это указывает на почти одинаковые геодинамические условия, существовавшие на протяжении каниловского времени и развивающиеся по определенной цикличной схеме с достаточно глубоким преобразованием терригенного материала.

Для оценки степени химического выветривания псаммитов был использован индекс интенсивности химического выветривания $\text{CIA} = [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{NaO} + \text{K}_2\text{O})] \times 100$ [6], – процесс в течение химического выветривания, при котором происходит деградация полевых шпатов и формирование глинистых минералов. Показатели CIA в пределах величин 46-52 указывают на очень низкую степень химического выветривания породного ансамбля в источниках сноса процессами химического выветривания, что свойственно как ариднему, так и нивальному климату; 60, 79-86 и значения индекса зрелости осадков $\text{ICV} > 1$ ($\text{ICV} = [(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{NaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{MgO} + \text{TiO}_2) / \text{Al}_2\text{O}_3]$) [4], свидетельствуют о поступлении в область седиментации незрелого эродируемого материала продукта эрозии пород гранитоидного состава.

Гидролизатный модуль, как показатель двух важнейших гипергенных процессов – выщелачивания и гидролиза ($\text{ГМ} = (\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO}) / \text{SiO}_2$), для средних значений показателей песчаников ломозовских, лядовских и зиньковских слоев могилев-подольской

серии показывает максимальные значения, что согласно модульной диаграмме ГМ–ФМ–ТМ–НКМ по классификации [2] аттестуются как сиаллиты. Все остальные слои могилев-подольской и каниловской серий аттестуются как силиты.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Сочава А.В., Коренчук Л.В., Пиррус Э.А., Фелицын С.Б.** Геохимия верхневендских отложений Русской платформы // Литология и полез. ископаемые. 1992. № 2. С. 71–89.
2. **Юдович Я.Э., Кетрис М.П.** Основы литохимии. С.-Пб.: Наука, 2000. 479 с.
3. **Bhatia M.R.** Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. Vol. 91. № 6. P. 611-627.
4. **Cox R., Lowe D.** A conceptual review of regional-scale controls on the composition of clastic sediment and the co-evolution of continental blocks and their sedimentary cover // J. Sed. Res. 1995. Vol. A65. P. 1-12.
5. **Roser B.D., Korsch R.J.** Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio // J. Geol. 1986. Vol. 94, № 5. P. 635.
6. **Nesbitt H.W., Young G.M.** Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫЙ РЕЖИМ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАГМ ВУЛКАНА ЧАНБАЙШАНЬ (КИТАЙ-СЕВЕРНАЯ КОРЕЯ)

О.А. Андреева, И.А. Андреева, В.В. Ярмолук

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии,
Москва, e-mail: oandreeva@igem.ru*

Вулкан Чанбайшань (корейское название – Пэктусан) располагается в северной краевой части архейско-протерозойского Сино-Корейского кратона на границе Китая и Северной Кореи, в зоне пересечения рифтовой системы Таньлу северо-восточного простирания с Пэктусанской системой разломов северо-западного направления. Его продукты относятся к щелочнобазальт-трахиандеизбазальт-трахит-пантеллерит-комендитовой бимодальной серии пород.

Данные изучения расплавных, флюидных и кристаллических включений в минералах пород вулкана Чанбайшань позволили реконструировать состав и условия кристаллизации его магм. Показано, что расплавы кристаллизовались в широком интервале температур (от 1220 до 700°C), давлений (от 3100 до 1000 бар) и окислительно-восстановительного потенциала ($\Delta \lg f_{O_2}$ относительно буфера NNO: +0.92 – +1.42 для базальтовых, -1.61 – -2.09 для трахиандеизбазальтовых, -2.63 – -1.89 для комендитовых и -2.09 – -3.15 для пантеллеритовых расплавов). Все изученные расплавы характеризуются высокими содержаниями щелочей и FeO. Содержание серы в базитовых расплавах варьирует от 0.08 до 0.13 мас. %. Пантеллеритовые расплавы обеднены серой, но при этом в основной массе пантеллеритов фиксируются кристаллы пирита. Среди базитовых расплавов выделяются как «сухие» (0.1-0.2 мас. % H_2O), так и водосодержащие (1 мас. % H_2O). Содержание H_2O в комендитовых расплавах варьирует от 3.1 до 4.8 мас. %, а в пантеллеритовых – от 0.2 до 0.6 мас. %.

Установлено, что в процессе кристаллизации магм вулкана происходит изменение окислительно-восстановительных условий, спровоцированное сбросом давления в магматической камере. Сброс давления приводит к дегазации магм, а процессы фракционной кристаллизации протекают в условиях открытой по кислороду системы. Мы полагаем, что процесс дегазации контролирует вариации серы и воды в расплавах. При понижении давления газовая фаза постепенно обогащается H_2O и S, при этом принципиально меняется степень окисления серы с S^{2-} на S^{4+} . Дегазация серы в форме SO_2 при понижении давления и фракционирование шпинели в процессе кристаллизационной дифференциации в условиях открытой системы приводят к восстановлению трехвалентного железа до двухвалентного и изменению окислительно-восстановительного режима кристаллизации магм.

Работа выполнена при поддержке гранта Президента Российской Федерации МК-2419.2019.5 и гранта РФФИ № 17-05-00767.

ИНТЕРПРИТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ АНАЛИЗА БАЗЫ ДАННЫХ ГЛОБАЛЬНОЙ ПРОГРАММЫ ВУЛКАНИЗМА В ИЗУЧЕНИИ БАЗАЛЬТ-АНДЕЗИТОВЫХ ИГНИМБРИТОВ ВОСТОЧНОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА КАМЧАТКИ

О.В. Бергаль-Кувикас^{1,2}, А.Н. Рогозин¹, Е.С. Кляпицкий¹

¹*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский,
e-mail: kuvikas@mail.ru*

²*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии
и геохимии РАН, г. Москва*

На Камчатке известны крупные поля игнимбритов плиоцен-четвертичного возраста [2, 4]. С 2009 г. ведутся работы по изучению Верхнеавачинской кальдеры, расположенной в Восточном вулканическом поясе (ВВП) Камчатки в верховье рек Левая Авача и Кавыча [3]. Сравнение химических составов игнимбритов Верхнеавачинской кальдеры с составами других кальдерных комплексов Камчатки показало, что изучаемые игнимбриты относятся к наиболее мафичным и основным сериям [5]. Если для кислых, кальдерообразующих извержений на примере многих вулканов мира изучены процессы, формирующие игнимбритовые толщи,

то вопрос образования кальдер, связанных с базальтовым вулканизмом остается до сих пор дискуссионным. С целью изучения генезиса столь необычных пород, а именно базальт-андезитовых игнимбритов, мы проанализировали базу данных Глобальной программы вулканизма (ГПВ) Смитсоновского института (США) и опубликованные материалы по игнимбритам. Согласно имеющимся на сегодняшний день литературным данным, всего лишь в нескольких местах встречаются игнимбриты, состав которых изменяется от базальтов до андезитов [1]. В процессе исследований нами был выполнен сравнительный анализ кальдерообразующих извержений вулканов Земли, показаны геодинамические позиции и условия формирования кальдер с базальт-андезитовыми составами магм (рис. 1). В основном, искомые кальдеры – это щитовые вулканы. Большинство из них имеют массивные лавовые потоки. Общей особенностью происхождения игнимбритов основного и среднего состава является контакт горячего пирокластического потока с «внешней» водой и/или извержения в прибрежно-морской обстановке. Палеогеодинамические реконструкции Камчатки миоценового времени и анализ материалов геологического картирования базальт-андезитовых игнимбритов Восточного вулканического пояса Камчатки подтверждают их образование в прибрежно-морской обстановке, что согласуется с приведенными результатами изучения происхождения базальт-андезитовых игнимбритов вулканов в других регионах на Земле. Полученные данные показывают значимость реконструкций палеогеодинамических обстановок в изучении типов палеовулканов и форм генерируемых пирокластических пород [1].

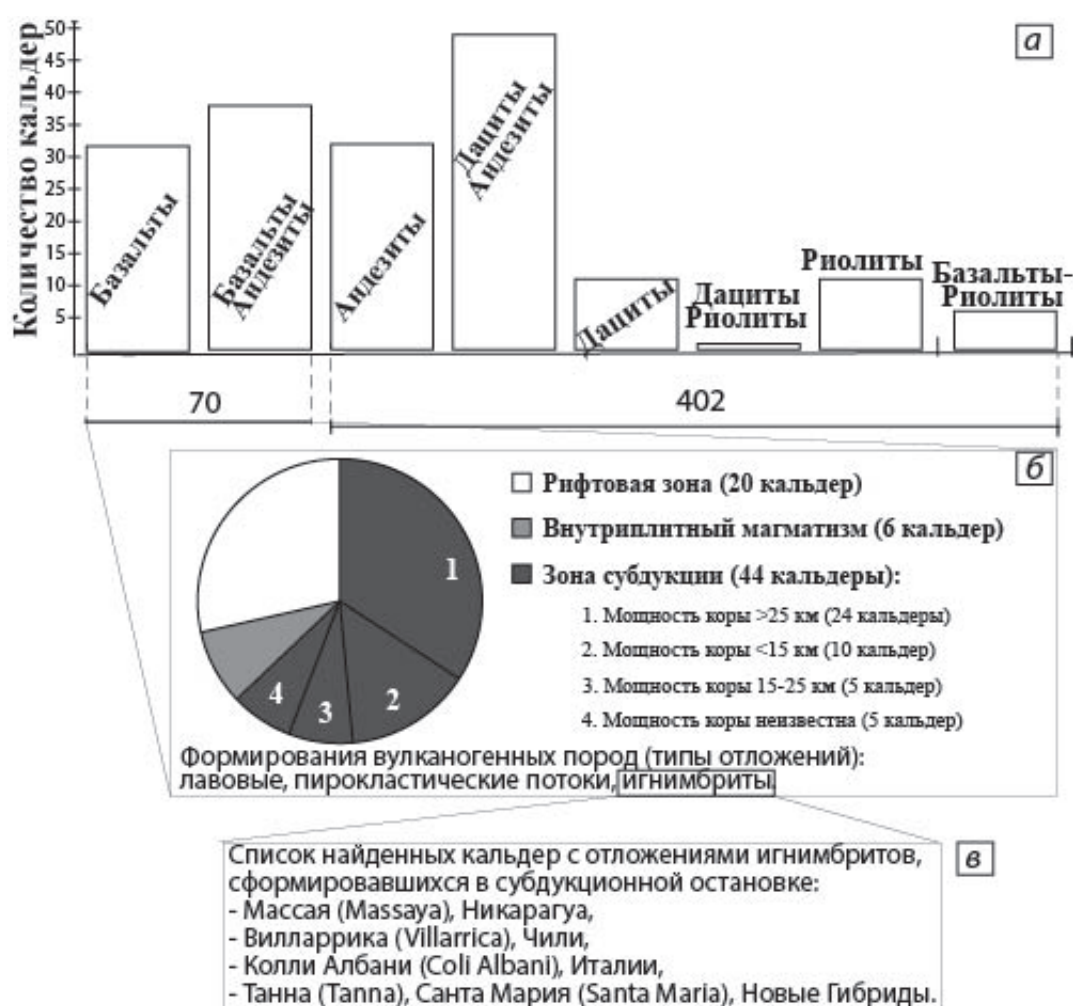


Рис. 1. Иллюстрация методики выборки кальдер по данным ГВП.

а – график классификации кальдер по содержанию кремнекислоты, б – диаграмма геодинамической классификации кальдер с базальт-андезитовыми составами магм, в – список кальдер с базальт-андезитовыми составами игнимбритов [1].

ЛИТЕРАТУРА

1. Бергаль-Кувикас О.В., Rogozin A.H., Кляпицкий Е.С. Использование сравнительного анализа распространения и происхождения кальдер с базальт-андезитовыми составами магм для изучения генезиса миоценовых игнимбритов Восточного вулканического пояса Камчатки // Геодинамика и тектонофизика, 2019 (в печати).
2. Леонов В.Л., Гриб Е.Н. Структурные позиции и вулканизм четвертичных кальдер Камчатки // Владивосток: Дальнаука, 2004. 189 с.
3. Леонов В.Л., Rogozin A.H., Биндеман И.Н. и др. Выделение новой кальдеры на Камчатке: границы, возраст, комплекс внутрикальдерных отложений, нерешенные вопросы // Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога. Вулканизм и связанные с ним процессы. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2011. С. 53–56.
4. Мелекесцев И.В. Основные этапы формирования современного рельефа Курило-Камчатской области // Камчатка, Курильские и Командорские острова. Москва: Наука, 1974. С. 337-345.
5. Rogozin A.H., Леонов В.Л., Кувикас О.В. Необычные игнимбриты Верхнеавачинской кальдеры (Камчатка): строение разрезов и петрохимические особенности // Вулканизм и геодинамика: Материалы V Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: ИГиГУРО РАН. 2011. С. 234-237.

К/Ar ВОЗРАСТ И ГЕОХИМИЯ СРЕДНИХ И КИСЛЫХ ПОРОД ВУЛКАНА ДАГДЫ (ВОСТОЧНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ)

С.Ю. Будницкий, А.А. Чашин, В.К. Попов, С.А. Чашин, А.А. Вельдемар,
Д.С. Остапенко

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
e-mail: budnitskiy_serg@mail.ru*

Вулкан Дагды расположен в пределах палеоген-неогеновой рифтогенной впадины Кабанья, которая находится в центральной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса в междуречье Светлой-Кабаньей и Килоу. Географически руины вулканического аппарата расположены в бассейне р. Дагды, правого притока р. Кабанья.

По данным [1, 3] постройка сложена агломератовыми туфами, гиалокластитами, лавами оливин-двупироксеновых базальтов, двупироксеновых андезитов, а также роговообманково-пироксеновых и роговообманковых андезидацитов и дацитов. Прорваны покровы дайками и экструзивными телами сходного состава. Макроскопически это серые или светло-серые породы с порфировой структурой и стекловатой основной массой. Парагенезис вкрапленников – $Pt+Orx\pm Crx+Amf+Bi+Mt$. Наличие в основании толщи гиалокластитов и базальтоидов с подушечной отдельностью свидетельствует об их излиянии в водную среду.

Из-за отсутствия на сегодняшний день по породам вулкана Дагды изотопных датировок, а также находок ископаемой флоры, время формирования постройки до сих пор остается дискуссионным. По мнению одних исследователей [1] возраст пород, слагающих вулкан Дагды, олигоцен-миоценовый (кизинская свита), а других [2] – позднеэоцен-олигоценый (дагдинский комплекс).

В этой связи нами было проведено изотопно-геохронологическое изучение андезитов и дацитов вышеназванной вулканической постройки. Датирование образцов проводилось К-Ar методом по валу пород и мономинеральным фракциям амфибола в лаборатории аналитической химии ДВГИ РАН. Количества изотопов аргона были измерены методом CF-GC-IRMS в непрерывном потоке гелия. По этой методике, аргон извлекается из образца при помощи CO_2 лазера, далее в потоке гелия он проходит через хроматографическую колонку, где происходит разделение аргона от других примесных газов. После хроматографа аргон в потоке гелия через делитель потока попадает в источник ионов масс-спектрометра Finnigan MAT-253. Измерение сигналов трёх изотопов аргона ^{36}Ar , ^{38}Ar и ^{40}Ar ведётся в динамическом режиме одновременно на трёх коллекторах [6]. Результаты К-Ar датирования приведены в таблице.

Результаты К-Аг датирования средних и кислых пород вулкана Дагды

Проба	Материал	К, %	Аг _{возд} , %	Аг _{рад} , нг/г	Возраст, млн лет
Андезиты					
Д-539	вал	2.34 ± 0.02	19	4.53 ± 0.28	28.3 ± 2.0
Д-539	амфибол	0.68 ± 0.01	12	1.65 ± 0.06	35.4 ± 1.8
Д-535/1	амфибол	0.57 ± 0.01	10	1.36 ± 0.04	34.9 ± 1.7
Д-7410	амфибол	0.63 ± 0.01	14	1.58 ± 0.05	36.6 ± 1.8
Дациты					
Д-537/1	амфибол	0.55 ± 0.01	10	1.29 ± 0.03	34.3 ± 1.7
Д-7425а	амфибол	0.73 ± 0.01	13	1.89 ± 0.07	37.8 ± 1.9

Полученная нами К-Аг датировка по валовой пробе для андезитов описываемого вулкана составляет 28.3 ± 2 млн лет. Однако, более детальное изотопно-геохронологическое исследование андезитов постройки с использованием мономинеральной фракции амфибола (всего 3 пробы) позволяет предположить, что кристаллизация этих пород происходила 34.9–36.6 млн лет назад.

Возраст дацитов вулкана охарактеризован двумя образцами (по мономинеральной фракции амфибола) и последовательно составляет 37.8 и 34.3 млн лет. Обращает на себя внимание сопоставимость полученных датировок с К-Аг возрастом андезитов (37.4 млн лет) и прорывающих их риолитов (32.1 млн лет), закартированных в Пейской грабен-кальдере Восточного Сихотэ-Алиня, расположенной в приустьевой части рек Пея и Пленница [5]. Отметим, что в это же время (34 – 38 млн лет назад) в пределах Краскинской впадины, расположенной на юго-западе Приморья, произошло формирование средних и кислых пород зайсановской свиты [4].

По содержанию K_2O андезиты и дациты вулкана Дагды соответствуют умереннокалиевой и реже высококалиевой известково-щелочной серии. Все они принадлежат к весьма высокоглиноземистым ($al^* = 8-15$) разностям калиево-натриевого ряда ($Na_2O/K_2O = 1.1-2.1$ мас. %). На графиках распределения микроэлементов, нормированных к примитивной мантии, изученные вулканы среднего и кислого состава имеют хорошо выраженные минимумы по Nb, Ta, Zr и Ti, также максимум по Rb, свойственные продуктам островодужного вулканизма. С ростом кремнекислотности от андезитов к дацитам отмечается отчётливая тенденция к снижению содержаний когерентных элементов (Ni, Cr, V) и Sr, тогда как концентрации крупноионных литофильных (Cs, Rb) и высокочarged элементов (Th, U, Hf) увеличиваются. Спектры редкоземельных элементов, нормированных к хондриту, имеют отрицательный наклон ($La/Yb = 9.0-10.8$) в области легких лантаноидов и весьма слабо выраженный европиевый минимум ($Eu/Eu^* = 0.73-0.89$), что указывает на ограниченную роль плагиоклаза в процессах фракционирования. На дискриминационных диаграммах (Y+Nb) – Rb и (Yb+Ta) – Rb их составы располагаются в полях магматических пород островных дуг.

Выводы.

Таким образом, проведённое изотопно-геохронологическое изучение пород вулкана Дагды свидетельствует о верхнеэоценовом возрасте формирования андезитов и дацитов этой постройки.

Полученные данные позволяют предположить о проявлении в пределах отдельных кайнозойских рифтогенных впадин центральной части Восточного Сихотэ-Алиня позднеэоцено-олигоценового (38 – 32 млн л.н.) базальт-риолитового этапа вулканизма.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ мол_а №18-35-00180.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баскина В.А. Магматизм рудоконцентрирующих структур Приморья. М.: Наука, 1982. 260 с.
2. Олейников А.В., Олейников Н.А. Геология кайнозоя Среднего Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2005. 261 с.
3. Попов В.К. Петрология палеоген-неогеновых вулканических комплексов Восточного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВО РАН СССР, 1986. 152 с.

4. Попов В.К., Чашин А.А., Тсутсуми, Чекрызов И.Ю., Будницкий С.Ю. Новые данные по геохронологии эоцен-олигоценного вулканизма Краскинской рифтогенной впадины (Юго-Западное Приморье) // Международный научно-исследовательский журнал. 2018. № 12 (78). Ч. 2. С. 75-78.

5. Чашин А.А., Попов В.К. Кайнозойский вулканизм в рифтогенных впадинах Восточного Сихотэ-Алиня: результаты новых геохронологических и геохимических исследований // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. Материалы третьей Всероссийской научной конференции с международным участием, г. Владивосток, 20-22 сентября 2016 г. С. 253-257.

6. Budnitskiy S.Y., Ignatiev A.V., Velivetskaya T.A. Method for Measurement of Argon Isotopes in Helium Flow for K/Ar Geochronology // Mineralogical Magazine, 2013. 77 (5). 788.

ГЕОХИМИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД И ВТОРИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АНТОНОВСКОГО СЕРОВОДОРОДНОГО ИСТОЧНИКА (О.САХАЛИН)

К.Ю. Бушкарёва¹, Г.А. Челноков¹, И.В. Брагин¹, Н.А. Харитонов^{1,2}

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
e-mail: datace@mail.ru

²Московский государственный университет, г. Москва

Сероводородные (сульфидные) воды имеют широкое распространение на юге Сахалина в пределах Татарского адартезианского бассейна [1]. Однако на сегодняшний день они остаются практически неизученными.

Материалы были получены авторами в результате полевых работ, выполненных в 2018 г. в пределах вышеназванного адартезианского бассейна. Выходящие здесь на поверхность в низинах малодобитные сероводородные источники тяготеют к зонам небольших тектонических нарушений. Выходы приурочены к участкам проявления древнего вулканизма и преимущественно связаны с сильно трещиноватыми и вулканогенно-осадочными образованиями нижне-среднемиоценового возраста. Глубина изученности разреза позволяет говорить, что водоносные горизонты сульфидных вод имеют небольшую глубину залегания – 50-100 м, в единичных случаях они встречены на глубине 600 м (данные геологических отчетов). Исследование Антоновского источника начато в 2018 году.

Источник Антоновский находится на въезде в с. Яблочное на поляне размером 50X20 м и представляет собой родник, изливающийся с небольшим дебитом около 0,02 л/сек (рис.1). Поляна заболочена, чувствуется устойчивый запах сероводорода. В месте излива вод породы и растительность покрыты бактериальной серой. Источник характеризуется следующими параметрами: минерализация – 0,78 г/л; pH-7,1; T-8°C; ТОС-1,9 мг/л; Cl-242 мг/л; HCO₃-287 мг/л; SO₄-27 мг/л; Na-211 мг/л; Ca-98 мг/л, Mg-45; NO₃-0,5 мг/л; NO₂-1 мг/л, F-0,7 мг/л, I-0,3 мг/л, Br-10 мг/л.

Изотопные характеристики минеральных вод показывают, что они имеют атмосферное происхождение [5]. По содержанию трития минеральные воды (7,1 ТЕ) сопоставимы с поверхностными водами (7,6 ТЕ), что может говорить о возможном подтоке пресных вод.

Твердые минеральные фазы были исследованы в Дальневосточном Геологическом Институте Дальневосточного Отделения Российской Академии Наук (Приморский центр локального элементного и изотопного анализа) с использованием метода масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на спектрометре Agilent 7500. Редкоземельные элементы были нормированы к стандарту Северо-Американского сланца (NASC). Хемогенные отложения были исследованы рентгеновскими методами и с помощью сканирующего электронного микроскопа JEOL JSM-6490LV с ЭДС INCA Energy, X-max и ВДС INCA Wave. Рентгеновский анализ проводился на дифрактометрах ДРОН-3М и Дифрактометр (XRD) MiniFlex II (Rigaku).

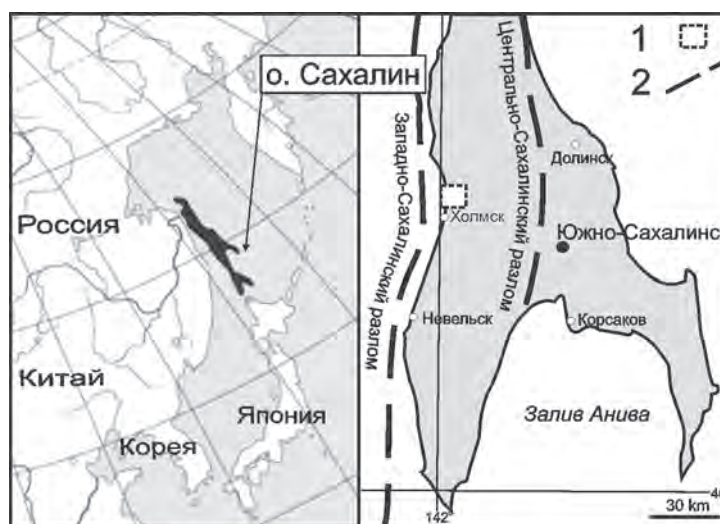


Рис. 1. Карта расположения Антоновского месторождения минеральных вод.
1 – участок работ, 2 – разломы.

Подземные воды характеризуются низкими значениями U (0,002 мкг/л) и Th (0,001 мкг/л), тогда как в донных осадках (песках и супесях) определены высокие концентрации U (1,2 г/т) и Th (4,7 г/т) (см. таблицу).

Таблица

Характеристики окислительно-восстановительных условий и содержание микроэлементов в водах и осадках Антоновского источника.

Параметр	Вода	Отложения	Параметр	Вода	Отложения
	мкг/л	г/т		мкг/л	г/т
pH	7,8	-	Pr	0,0015	4,33
Eh	-256	-	Nd	0,0095	16,32
Cu	0,17	50,3	Sm	0,0073	3,33
Zn	3,5	101,6	Eu	0,0613	0,81
As	9,2	21	Gd	0,0148	2,85
Cd	0,01	0,25	Tb	0,0005	0,48
Pb	0,06	32,1	Dy	0,0026	2,48
Sr	2969	435	Ho	0,0005	0,49
Ba	735	875	Er	0,0016	1,46
Th	0,001	4,7	Tm	0,0002	0,22
U	0,002	1,2	Yb	0,0012	1,35
La	0,0146	17,74	Lu	0,0003	0,19
Ce	0,0168	40,62	ΣREE	0,13	92,6

Первые данные химического анализа позволяют только предположить, что источниками урана и тория в осадках вероятнее всего являются не вторичные фазы, а обломки кислых пород, разрушающихся в районе выхода Антоновского источника на дневную поверхность. Химические вещества, адсорбированные на поверхности частиц донных отложений, также способствуют аккумуляции микроэлементов в донных отложениях. Чем больше геохимических субстратов накопится на поверхности частиц донных отложений, тем большей способностью аккумулировать микроэлементы будут обладать донные отложения. Таким образом, тонко-

зернистые донные отложения, вследствие их большой площади поверхности, являются основными местами накопления и переноса неорганических и органических составляющих [3].

Воды Антоновского источника имеют умеренную отрицательную аномалию церия ($Ce/Ce^*=0,7$), которая характерна для насыщенных кислородом вод. Общее содержание РЗЭ в осадках, формирующихся на изливе сероводородного источника, составляет 92,6 г/т, что значительно выше по сравнению с содержаниями РЗЭ в минеральной воде (0,02-0,13 г/т). Спектр распределения РЗЭ в осадках пологий, практически горизонтальный. Аномалия церия в осадках Антоновского источника не фиксируется ($Ce/Ce^*=1$). В то же время, в осадках наблюдается небольшая положительная европиевая аномалия ($Eu/Eu^*=1,2-1,5$), указывающая на благоприятные условия для накопления этого элемента.

Наличие в минеральных водах достаточно высоких концентраций сероводорода (до 5 мг/л) обусловило формирование на их выходе колоний тионовых бактерий, окисляющих серу до сульфата. Микробные маты были идентифицированы как серные бактерии рода *Thiothrix*, родственные родам *Beggiatoaceae* и *Thioploca*. Они являются хемосинтезирующими организмами, источником энергии служит окисление сероводорода в серу и серы в серную кислоту. При окислении сероводорода бактерии откладывают внутри своих клеток минеральную серу в полужидком аллотропическом видоизменении.

Изучение неконсолидированного донного осадка, в котором происходит формирование сульфидов железа, показало, что сульфиды железа образуют так называемые фрамбоиды, сложенные многочисленными дискретными, но плотно упакованными изометричными микрокристаллами пирита, приблизительно равными по форме и размеру в пределах одного фрамбоида [6, 7].

Микрокристаллы, как правило, идиоморфны, но могут представлять собой и микросферы. Диаметр наблюдаемых фрамбоидов колеблется от 10 до 20 мкм. Сложены они пиритом, иногда марказитом.

Количество пирита, которое может сформироваться в осадках на стадии диагенеза, ограничено скоростью поступления способного к разложению органического вещества, растворенного сульфата и минералов железа. При сульфатредукции образуется существенное количество H_2S , поэтому главный контроль над формированием пирита имеет доступность реакционноспособных минералов железа [4]. До тех пор, пока в водоеме имеется ресурс реакционноспособного железа, H_2S связывается нацело на месте. При интенсивном процессе восстановления сульфатов запаса реакционноспособного железа может не хватать [2]. В этом случае сероводород, при полном исчерпании кислорода в воде, будет распространяться в воздушной среде.

Несмотря на большое содержание в водах стронция, в составе барита он не обнаружен. Характерными примесями барита являются железо (3 масс. %) и медь (3,5 масс. %).

Исследование образцов рентгеновскими методами подтвердило наличие элементарной серы S8 (альфа-сера, ромбическая сера), т.е. самой низкотемпературной аллотропной модификации серы, которая существует до температуры 90-110°C. Также установлено наличие слюд-монтмориллонита, барита, плагиоклазов и ильменита.

Полученные результаты позволяют предполагать, что вторичные образования отражают не столько гидрогеохимические особенности вод, как геологические и металлогенические особенности района их формирования.

Работа была выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований проект № ЯФ_а 19-55-50002.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Карта минеральных вод Сахалина.** Приложение 3 к XXIV тому монографии «Гидрогеология» СССР 1:1000000 составил Шуляков Б.Д. редактор Широков Б.Д. 1969.
2. **Волков И. И.** Геохимия серы в осадках океана. М.: Наука, 1984. 272 с.

3. **Даувальтер В.А.** Геоэкология донных отложений озер. Мурманск: Издво МГТУ, 2012.
4. **Berner R.A.** Sedimentary pyrite formation: An update // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1984. V. 48. Iss. 4. P. 605-615.
5. **Chelnokov G.A., Bragin I.V., Kharitonova N.A.** Geochemistry of mineral waters and associated gases of the Sakhalin Island (Far East of Russia) // *Journal of Hydrology*, 559, pp. 942-953.
6. **Criddle A.J.** A preliminary description of microcrystalline pyrite from the nannoplankton ooze at site 251, Southwest Indian ocean / *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. V. 26. Washington, 1974. P. 603-611.
7. **Rust G.W.** Colloidal primary copper ores at Cornwall Mines, Missouri // *Journal of Geology*. 1935. № 43. P. 398-426.

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД ПОДВОДНОЙ ГОРЫ ХАХАДЖИМА

А.Н. Голич, С.В. Высоцкий

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
e-mail: agolich@mail.ru*

Одной из главных особенностей Идзу-Бонинской и Марианской систем дуга-желоб служит наличие на островодужных склонах желобов многочисленных подводных гор (например, Коническая, Пакман, Торишима, Хахаджима и т.д.), сложенных породами офиолитового комплекса – серпентинитами, габброидами, различными базальтами [2]. Подводная гора Хахаджима – одна из самых больших и наиболее близких к центру желоба подводных гор и, в отличие от других подводных гор в этом регионе, образует плоское, прямоугольное плато, вытянутое в направлении с северо-запада на юго-восток. Она располагается на островодужном склоне желоба Бонин, в ~40 км к западу от зоны перехода между Идзу-Бонинским и Марианским желобами, на востоке граничит с плато Огасавара, а на западе с хребтом Бонин (Огасавара). Впервые породы офиолитового комплекса были подняты здесь в 1980 году, позднее, в результате неоднократных экспедиций, здесь был драгирован полный разрез офиолитовой ассоциации [2]. В настоящее время эти материалы позволяют реконструировать палеотектоническую обстановку формирования комплекса пород горы Хахаджима и условия их образования.

В работе мы приводим новые результаты исследования фрагментов пород, поднятых при драгировании во время экспедиции НИС «*Nakuho-Maru*» в 2003 г. (рейс КН03-3), участником которой был один из авторов. Была отобрана коллекция представительных образцов, включающая серпентинизированные лерцолиты, дуниты, ортопироксениты, габбро, габбро-нориты, базальты, бониниты, бонинитовые андезиты. Вместе с тем, для анализа привлечены материалы других исследователей.

Среди ультраосновных пород горы Хахаджима преобладают серпентинизированные гарцбургиты и дуниты, для которых характерны признаки динамометаморфизма и катаклаза (зоны дробления, зеркала скольжения, интенсивные деформации и т.д.). Гораздо менее распространены перидотиты с кумулятивными, гипидиоморфнозернистыми структурами – серпентинизированные лерцолиты, плагиоклазовые лерцолиты и верлиты, пироксениты (вебстериты и ортопироксениты) [1]. Состав аксессуарных хромшпинелей из лерцолитов, гарцбургитов и дунитов характеризует их как породы надсубдукционных офиолитов, при этом, лерцолиты являются кумулятивными ультрабазитами, а дуниты и гарцбургиты – реститами пород верхней мантии.

Габброиды широко варьируют по типу от троктолитов до амфиболовых габбро. Полагают, что родоначальными магмами габброидов могут быть как MORB, так и IAT магма [2]. Это подтверждается находками на горе Хахаджима толеитовых базальтов как MORB-

типа, так и островодужных толеитов [2, 4]. Как показали исследования А. Ишиватари [2], MORB тип базальтов горы Хахаджима обогащен TiO_2 (1,2-1,4 мас. %), обеднен Al_2O_3 и K_2O , а островодужные толеиты, наоборот, обеднены TiO_2 (0,8-1 мас. %) и обогащены Al_2O_3 . Впоследствии были выделены низко-Ti ($\text{TiO}_2 < 2$ мас. %) и высоко-Ti ($\text{TiO}_2 > 2$ мас. %) базальты [7]. Оба подтипа близки к N-MORB, однако по некоторым геохимическим и изотопным характеристикам их происхождение связывают с разными обстановками. Базальты низко-Ti подтипа сходны с задуговыми породами Западно-Филиппинского бассейна, а высоко-Ti близки к юрским базальтам Тихоокеанской плиты [7]. Однако на вариационных диаграммах (рис. А) габброиды, долериты и базальты образуют единую серию. Они характеризуются накоплением литофильных и редкоземельных элементов в более дифференцированных породах, что может указывать на происхождение пород из общего магматического источника, близкого к N-MORB. На диаграмме Th_N/Nb_N фигуративные точки высоко-Ti базальтов соответствуют базальтам задуговых бассейнов и попадают в поле между N-MORB и E-MORB, а также попадают в область базальтов задуговых бассейнов без субдукционных или коровых компонентов. В то же время, низко-Ti базальты попадают в область деплетированных MORB и соответствуют породам внутри океанических дуг. Однако, если нанести на эти диаграммы составы бонинитов и адакитов, удастся проследить эволюцию магм. Низко-Ti базальты, бониниты, бонинитовые дациты и андезиты, а также адакиты образуют тренд с постепенным увеличением субдукционных компонентов в более дифференцированных породах. Высоко-Ti базальты постепенно увеличивают содержание OIB-компонента, что также отражается на мультиэлементных диаграммах обогащением подвижных элементов до уровня OIB. Можно предположить, что высоко-Ti базальты отражают состав первичных примитивных выплавов из источника N-MORB, а низко-Ti базальты отражают начальные стадии повторного плавления мантийных пород при образовании магм бонинитовой и адакитовой серий.

На основании низких температур минеральных равновесий в гарцбургитах некоторыми исследователями [2] предполагалась возможная связь мантийных перидотитов с островодужными толеитами и бонинитовыми магмами. Это косвенно подтверждается схожим характером распределения REE в перидотитах и бонинитовых дацитах и андезитах (рис. Б), а также наличием Ti-минимума на диаграммах распределения микроэлементов в перидотитах, бонинитовых дацитах и адакитах. Т.е. гарцбургиты и дуниты могут представлять собой мантийные реститы, сильно деплетированные в результате двустадийного процесса плавления. На первом этапе выплавлялись толеиты MORB, на втором – островодужные толеиты и бониниты.

Анализ геологического строения и морфоструктуры Идзу-Бонинско-Марианской дуги показывает, что подводная гора Хахаджима является частью хребта Бонин, а не океанического плато Огасавара. Исследование нескольких участков подводной части хребта Бонин с использованием подводных аппаратов и драгирования позволило воссоздать здесь разрез, начинающийся офиолитами, перекрытыми комплексом островодужных пород [3]. Вулканизм здесь начинается с излияния базальтовых лав («преддуговые базальты» или FAB), образовавшихся в результате декомпрессионного плавления мантии [3]. Выше разрез наращивается вулканитами бонинитовой серии. Т.е. мы видим полную аналогию с разрезом, получаемым для подводной горы Хахаджима.

Таким образом, подводная гора Хахаджима представляет собой тектонически перемещенный блок земной коры, обрезанный разломами до прямоугольной формы, который сложен породами офиолитовой ассоциации и островодужными вулканитами. В основании разреза залегают мантийные реститы (дуниты и гарцбургиты), сильно деплетированные в результате двустадийного процесса плавления. Выше расположены магматические кристаллические породы – кумулятивные лерцолиты, троктолиты и различные габброиды. Завершается разрез долеритами и базальтами. Офиолитовый комплекс фиксирует начальные этапы формирования островодужной системы – образование новой океанической коры, сейчас слагающей впадины Филиппинского моря. Офиолитовый

комплекс подводной горы Хахаджима послужил основанием для формирования на нем собственно островодужных образований – толщи лав островодужных толеитов, бонинитов и адакитов. При этом породы фундамента подвергались воздействию мощного теплового потока, вызвавшего повторное плавление мантийных реститов и метаморфизм пород коры.

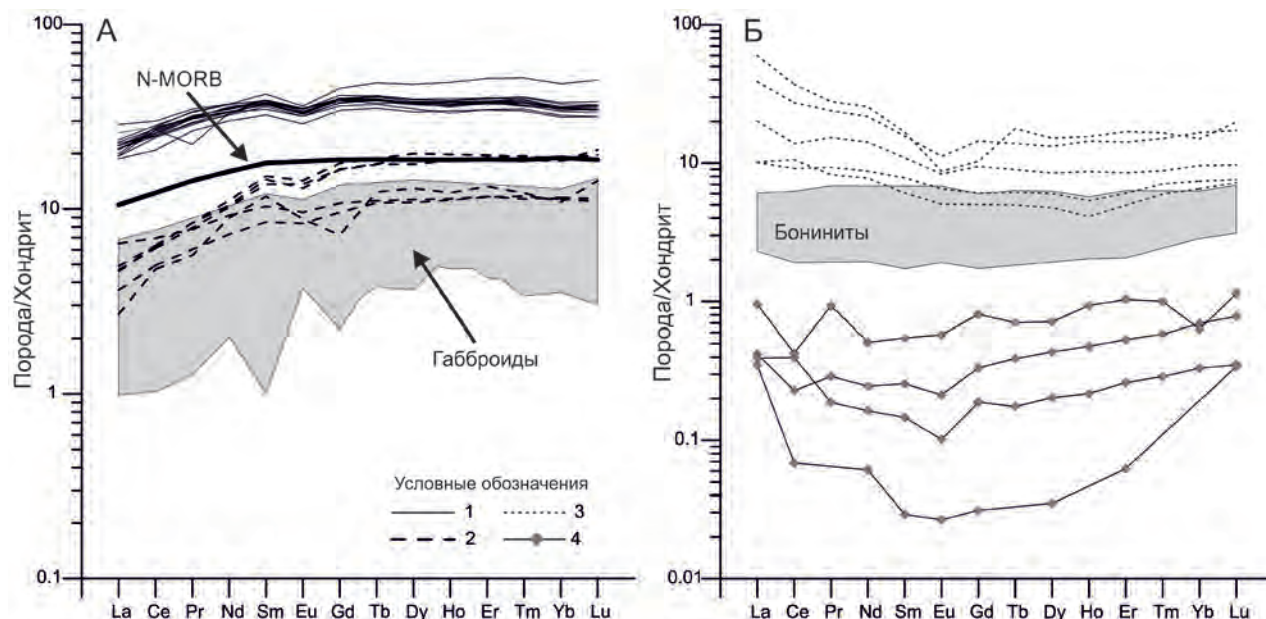


Рис. 1. Нормированные к хондриту концентрации редкоземельных элементов в габброидах и базальтах (А), а также в перидотитах, бонинитах, бонинитовых дацитах и андезитах (Б) подводной горы Хахаджима, с использованием данных [6, 7].

Условные обозначения: 1 – высоко-Тi базальты, 2 – низко-Тi базальты, 3 – бонинитовые дациты и андезиты, 4 – перидотиты. Нормы хондрита и N-MORB по [5].

ЛИТЕРАТУРА

1. **Говоров И.Н., Голубева Э.Д., Пущин И.К., и др.** Петрологические провинции Тихого океана // Москва: Наука, 1996. 444 с.
2. **Ishiwatari A., Yanagida Y., Li Y.-B., et al.** Dredge petrology of the boninite- and adakite-bearing Hahajima Seamount of the Ogasawara (Bonin) forearc: An ophiolite or a serpentinite seamount? // *The Island Arc*. 2006. Vol. 15, № 1. P. 102-118.
3. **Ishizuka O., Tani K., Reagan M.K., et al.** The timescales of subduction initiation and subsequent evolution of an oceanic island arc // *Earth and Planetary Science Letters*. 2011. Vol. 306. № 3-4. P. 229-240.
4. **Li Y.-B., Kimura J.-I., Machida S., et al.** High-Mg Adakite and Low-Ca Boninite from a Bonin Fore-arc Seamount: Implications for the Reaction between Slab Melts and Depleted Mantle // *Journal of Petrology*. 2013. Vol. 54, № 6. P. 1149-1175.
5. **Sun S.-s., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society, London, Special Publications. 1989. Vol. 42. № 1. P. 313-345.
6. **Yamamoto K., Masutani Y., Nakamura N., Ishii T.** REE characteristics of mafic rocks from a fore-arc seamount in the Izu-Ogasawara region, western Pacific // *Geochemical Journal*. 1992. Vol. 26, № 6. P. 411-423.
7. **Yatsuka S., Okamura S., Sakamoto I., et al.** Diverse geochemical signatures in MORB-like basalts dredged from the trench slope of the Ogasawara Ridge and the Hahajima Seamount (Implications for the origin of the tectonic event in the Izu-Bonin fore arc) // *Japanese Magazine of Mineralogical and Petrological Sciences*. 2010. Vol. 39, № 5. P. 171-189 (in Japanese with English abstract).

ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В БУРЫХ УГЛЯХ УЧАСТКА «СПЕЦУГЛИ» ПАВЛОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПРИМОРЬЕ)

С.С. Ильенок¹, И.Ю. Чекрыжов², С.И. Арбузов¹, В.В. Иванов², М.Г. Блохин²

¹Научный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск,
e-mail: ilenokss@tpu.ru

²Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

В настоящее время Павловское редкометалльно-угольное месторождение является одним из известных источников германия в России. Ещё в 2004 году В.В. Середин [3] оценивал ресурсы германия в бурогольных месторождениях Приморья в 6-7 тыс. т. На участке «Спец-угли» Павловского месторождения запасы германия подсчитаны в количестве 1,1 тыс. т. [2]. Угли этого месторождения также богаты рядом редких и ценных элементов – W, Y, REE, Au, Ag и PGE.

Возраст углей Павловского месторождения эоцен-олигоценый [1]. Угли бурые витринитовые подгруппы 2БВ, среднезольные (16-18%). Обрамление и фундамент на участке «Спец-угли» сложены гранитами, в которых развиты приразломные тела каолинит-сметитовых метасоматитов, а также аргиллизированные базитовые дайки и эксплозивные брекчии, аномально обогащенные Ge (до 60 г/т). Основная часть германия сосредоточена в маломощных пластах угля, залегающих в основании угленосной толщи. Согласно В.В.Середину [3], в отдельных пробах пласта I концентрация германия достигает 1122 г/т, а в пласте IIIн – 2116 г/т.

Для исследований были отобраны пробы угля, гранитов и туфов в пределах угольного карьера участка «Спецугли». Всего было проанализировано 10 проб.

Изучение проб проводилось на двухлучевом сканирующем электронном микроскопе Tescan Lyra 3 XMN + EDS AZtec X-Max 80 Standart в лаборатории микро- и наноисследований ДВГИ ДВО РАН (оператор Кириенко А.П.), а также на сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400N с ЭДС Bruker X@Flash 5010 в учебно-научной лаборатории электронно-оптической диагностики МИНОЦ «Урановая геология» при отделении геологии инженерной школы природных ресурсов НИ ТПУ. На двулучевом микроскопе изучались порошковые пробы угля (-0,07 и +0,07 до -0,14 мм) с целью выявить всё разнообразие минеральных форм. Для этого пробы наносились на углеродный скотч ровным слоем, чтобы избежать скоплений в отдельных участках и возможного загрязнения камеры микроскопа, затем препараты напылялись углеродом. Для автоматизации процесса поиска применялось программное приложение INCA Feature Oxford Instruments.

На сканирующем электронном микроскопе Hitachi изучались свежие сколы угля. Такой препарат позволяет не только с уверенностью говорить об отсутствии загрязнения образца в процессе пробоподготовки, но и определять, в какой матрице находится та или иная минеральная фаза. Немаловажным является то, что найденные зерна не были подвергнуты механическому воздействию, то есть сохранили исходную форму.

В ходе электронно-микроскопических исследований *в угольной пыли* были выявлены следующие минеральные фазы: во фракции -0,07 мм – оксиды вольфрама, самородное золото, фосфаты редких земель и цирконы; во фракции +0,07 мм также были выявлены оксиды вольфрама, золото (Cu, Ag), торий-содержащие фосфаты редких земель, цирконы (в том числе иттриевые), а также недиагностированная фаза оксида (карбоната?) церия (рис.1).

Германий был зафиксирован только во фракции +0,07 мм в составе пиритов (до 1,6 %). При изучении обогащенного угля примесь германия до 0,6 % обнаружена в органическом веществе, тогда как в пиритах содержание германия не превышало 0,1 %.

В свежих *угольных сколах* были выявлены редкоземельные фосфаты (монациты?), которые не содержат тория, но с примесью урана. В отдельных зернах встречается примесь иттрия, в их составе также присутствуют средние редкие земли.

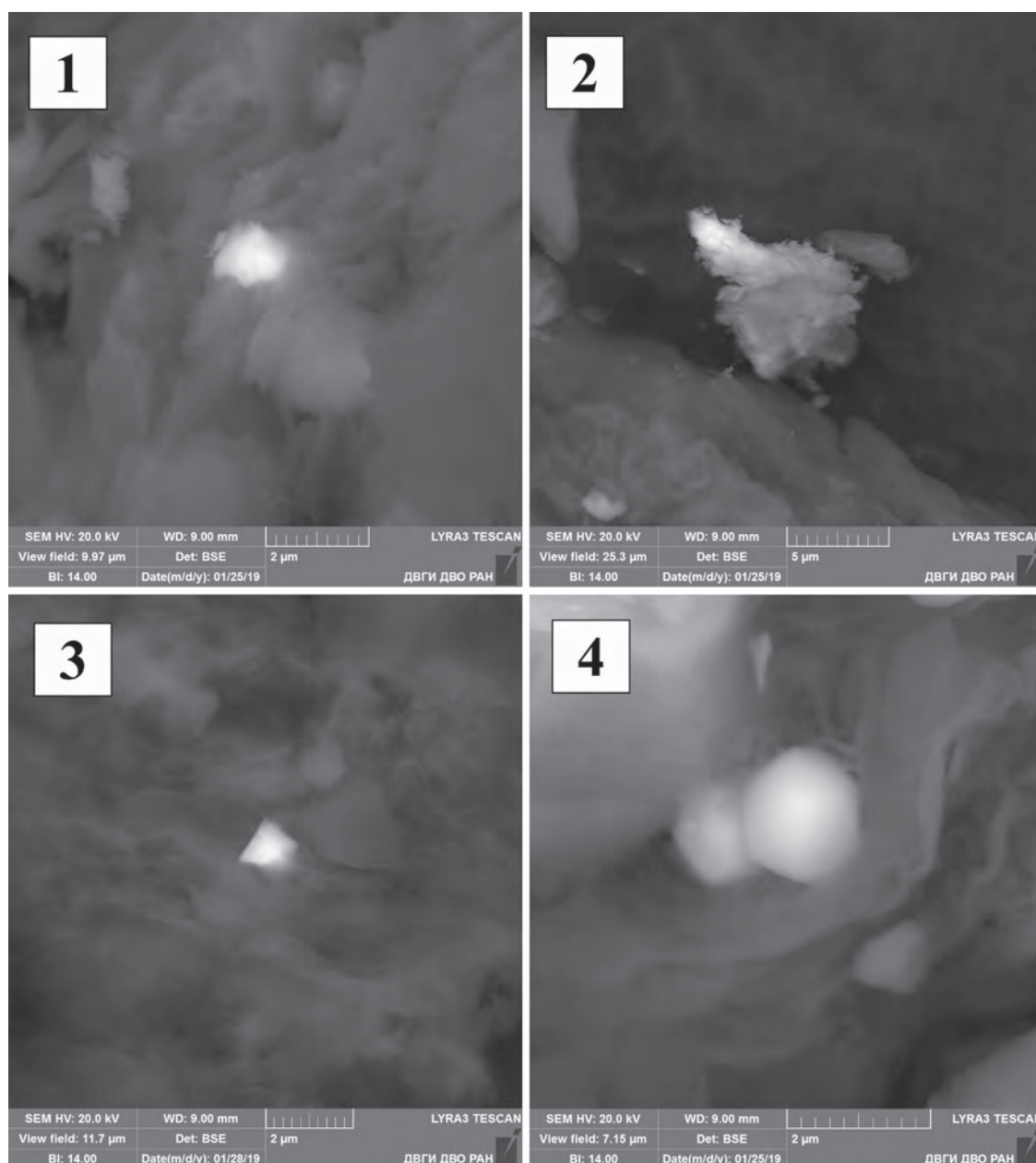


Рис. 1. Электронно-микроскопические снимки микровыделений минералов в угольной пыли.

1 – иттриевый циркон, 2 – цериевый оксид (карбонат?), 3 – пирит с примесью Ge (1,6%), 4 – монацит без Th.

В граните из обрамления месторождения обнаружены: монацит, Се-монацит, Се-бастнезит с Y, La-Nd бастнезит с Y, ксенотим, циркон, оксиды ниобия (рис.2). Бастнезит с примесью иттрия выполняет трещины в калиевом полевом шпате и кварце. Такая минеральная форма выделений позволяет предположить, что имело место вторичное минералообразование. В пределах одного прожилка редкоземельный состав бастнезита может меняться с цериевого на лантан-неодимовый. Концентрация иттрия в отдельных участках достигает 9%. Монацит в граните встречается в ассоциации с ксенотимом, который цементирует зерна монацита. Отдельные зерна монацита также могут содержать примесь иттрия.

В линзе туфов, опробованной над угольным пластом III, выявлены циркон, монацит и ксенотим. Концентрация тория в монацитах достигает 3%, в отдельных зернах торий ниже предела обнаружения.

Таким образом, все исследованные образцы различных пород характеризуются большим количеством находок редкоземельных минералов. Для углей характерны главным образом фосфаты редких земель, для гранитов и туфов – фосфаты и иттриевые фосфаты. В гранитах

по трещинам развиваются фтор-карбонаты редких земель переменного состава. Германий приурочен преимущественно к органическому веществу углей, реже встречается в составе пиритов, что не исключает возможности присутствия сульфидной формы германия.

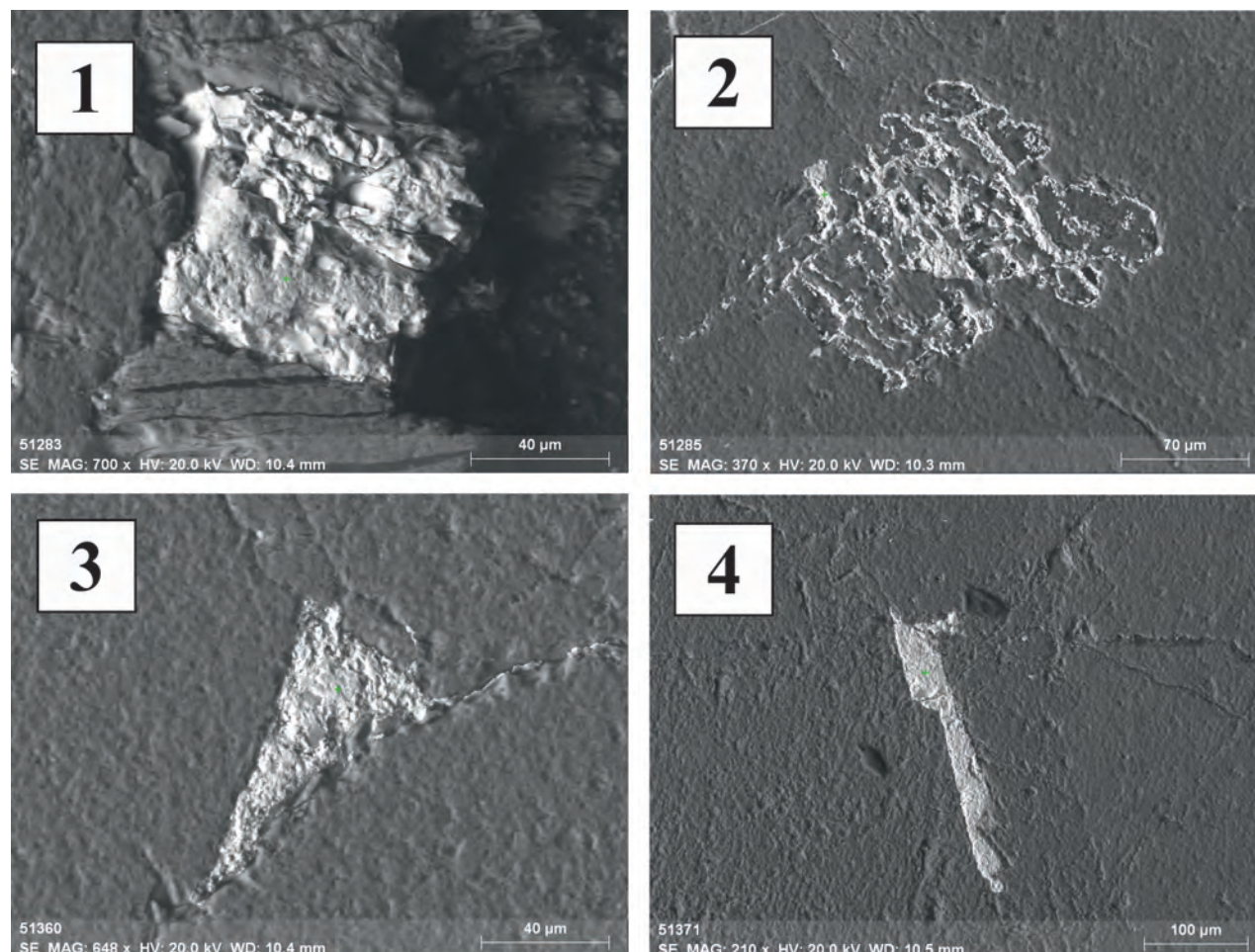


Рис. 2. Электронно-микроскопические снимки минералов в граните.

1 – ксенотим, 2 – Се-У бастнезит, 3 – La-Nd-У бастнезит, 4 – монацит.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 18-17-00004)

ЛИТЕРАТУРА

1. Павлюткин Б.И., Петренко Т.И., Чекрызов И.Ю. Проблемы стратиграфии Павловского угольного поля (Приморье) // Тихоокеанская геология, 2005. № 6. С. 59–76.
2. Седых А.К. Кайнозойские рифтогенные впадины Приморья. Владивосток. Дальнаука, 2008. 248 с.
3. Середин В.В. Металлоносность углей: условия формирования и перспективы освоения // Угольная база России. М.: Геоинформмарк, 2004. Т. VI. С. 452–519.

САГАНАХГОЛЬСКАЯ И ШОРТАЙГИНСКАЯ ГАББРО-СИЕНИТОВЫЕ ИНТРУЗИИ ПАТЫНСКОГО КОМПЛЕКСА ГОРНОЙ ШОРИИ

Е.К. Кожухметов, Т.В. Козулина

Томский государственный университет, г. Томск, e-mail: kozulina@ggf.tsu.ru

На территории Горной Шории, в зоне сочленения Минусинских впадин со структурами Кузнецкого Алатау, распространены интрузивные сиенит-габбровые массивы раннедевонского патынского комплекса [2], в том числе Шортайгинский и Саганахгольский (предшественниками относимые к разновозрастным когтахскому, юлинскому, саксырскому, саганахгольскому и культайгинскому комплексам). Их исследование проводилось авторами в 2017-2018 гг. в составе коллектива НИЛ геокарт ГГФ ТГУ. В Центральной лаборатории ФГУП «ВСЕГЕИ» (г. Санкт-Петербург) методами РФА и ICP-MS было проанализировано 36 проб, методом U-Pb (SHRIMP-II, по цирконам) – 4 пробы.

Интрузии представляют собой двухфазные (вероятно, штокообразные) тела овальной в плане формы, вытянутые в северо-восточном направлении и характеризующиеся грубой зональностью. Они прорывают ранне-среднекембрийские карбонатно- и вулканогенно-терригенные отложения Азыртальского антиклинория (Шортайгинский массив) и кембро-ордовикские гранитоиды Аскизского плутона (Саганахгольский массив). Кварцсодержащие клинопироксен-роговообманковые монцогаббро, монцогаббродиориты и монцодиориты слагают, как правило, краевые части тел. Граносиениты (массивные и порфировидные) и сиенит-порфиры, иногда переходящие в умереннощелочные граниты, слагают центральные части интрузий и прорывают и метаморфизуют габброиды (отмечаются их ксенолиты). В зонах их контакта наблюдаются гибридные кварцсодержащие и кварцевые роговообманковые монцодиориты (реже – монцониты), для которых характерно неоднородное (порфировидное и шлировое) строение и развитие пойкилитовых и реакционных структур с сохранением реликтовой гипидиоморфнозернистой структуры, свойственной первичным габброидам. Гибридные разности наблюдаются также в апикальных частях интрузий и содержат ксенолиты вмещающих пород. Жильная серия массивов представлена дайками (мощностью до первых метров) кварцсодержащих сиенитов, сиенит-порфиров, граносиенитов, умереннощелочных гранит-порфиров, трахит-порфиров, трахириодацит-порфиров. Интрузии пересекаются дайками нижнедевонских долеритов.

Породы интрузий принадлежат к высококалиевым производным умеренно-щелочной серии, однако часть габброидов обладает более низкой щелочностью и соответствует известково-щелочной и толеитовой сериям. Составы габброидов характеризуются кремнекислотностью в пределах 46 – 65 мас. % SiO_2 (повышенной за счет окварцевания) и общей щелочностью в пределах 3 – 9 мас. % $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, калиево-натриевым и натриевым ее уклоном ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} \sim 1 - 14$), а также широкими вариациями глиноземистости ($\text{al}' \sim 0.7 - 8$) и высокой титанистостью (среднее содержание $\text{TiO}_2 \sim 1.3$ мас. %). Составы сиенитоидов характеризуются кремнекислотностью в пределах 66 - 75 мас. % SiO_2 и общей щелочностью в пределах 8 – 9 мас. % $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, калиево-натриевым и натриевым ее уклоном ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} \sim 1 - 2$), а также весьма высокой глиноземистостью ($\text{al}' \sim 2.4 - 5$, $\text{ASI} > 1.2$) и низкой титанистостью (среднее содержание $\text{TiO}_2 \sim 0.4$ мас. %). С ростом кремнекислотности в породах закономерно понижаются содержания TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{сум}}$, MgO , CaO , P_2O_5 , Al_2O_3 , и резко возрастает содержание K_2O . Содержания Cr, Ni, V, Co, Cu, Pb, средних и тяжелых РЗЭ, Y, Sr также снижаются, и возрастают концентрации Rb, Th, U, Mo, Nb, Ta, Zr, Hf, Be, W.

Уровень концентраций редких и редкоземельных элементов сопоставим с типичными для источников OIB (базальтов океанических островов) и IAB (островодужных базальтов) (рис. 1). Для габброидов характерна меньшая дифференцированность спектров РЗЭ ($\text{La}_N/\text{Yb}_N \sim 4 - 11$, $\text{La}_N/\text{Sm}_N \sim 2 - 4$) по сравнению с сиенитоидами ($\text{La}_N/\text{Yb}_N \sim 4 - 18$, $\text{La}_N/\text{Sm}_N \sim 3 - 6$). Для спектров РЗЭ Шортайгинской интрузии характерно преобладание положительных

аномалий европия в габброидах ($\delta\text{Eu} \sim 1.03 - 1.82$) и отрицательных – в сиенитоидах ($\delta\text{Eu} \sim 0.36 - 0.90$), коррелирующих с содержанием Sr (от 348 – 689 г/т в габброидах до 16.7 – 343 г/т в сиенитоидах) и связанных, вероятно, с фракционированием плагиоклазов. Для спектров РЗЭ Саганахгольской интрузии характерна слабая выраженность аномалий европия (от $\delta\text{Eu} \sim 0.99 - 1.22$ в габброидах до $\delta\text{Eu} \sim 0.80 - 1.02$ в сиенитоидах). Распределение редких и редкоземельных элементов в габброидах и сиенитоидах характеризуется прогрессирующим с ростом кремнекислотности обогащением LILE, легкими РЗЭ, Zr, Hf, обеднением Ba, Sr и Ti, а также возрастающим отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (от 0.705 в габброидах до 0.724 в сиенитоидах). Мультиэлементные спектры габброидов близки к эталонным для островодужных образований (IAB) и характеризуются соответствующими спектральными минимумами HFSE (Th, Nb, Ta, Zr, Hf, Ti) и максимумами – Ba, U, Sr. Мультиэлементные спектры сиенитоидов занимают промежуточное положение между эталонными спектрами OIB и IAB, характеризуются преобладанием LILE над HFSE, спектральными максимумами Rb, Th, U, Nd, Zr, Hf и минимумами Ba, Sr, Sm, Eu, Ti. Сиенитоиды Шортатгинского массива соответствуют гранитам А-типа с пониженным отношением Y/Nb (0.4 – 0.9) [4]. По сравнению с Шортатгинским, сиенитоиды Саганахгольского массива отличаются наличием постоянного Nb минимума, меньшей щелочностью и степенью дифференцированности и соответствуют гранитоидам I-типа. В сравнении с габброидами и сиенитоидами, гибридные разности характеризуются промежуточным уровнем концентраций микроэлементов.

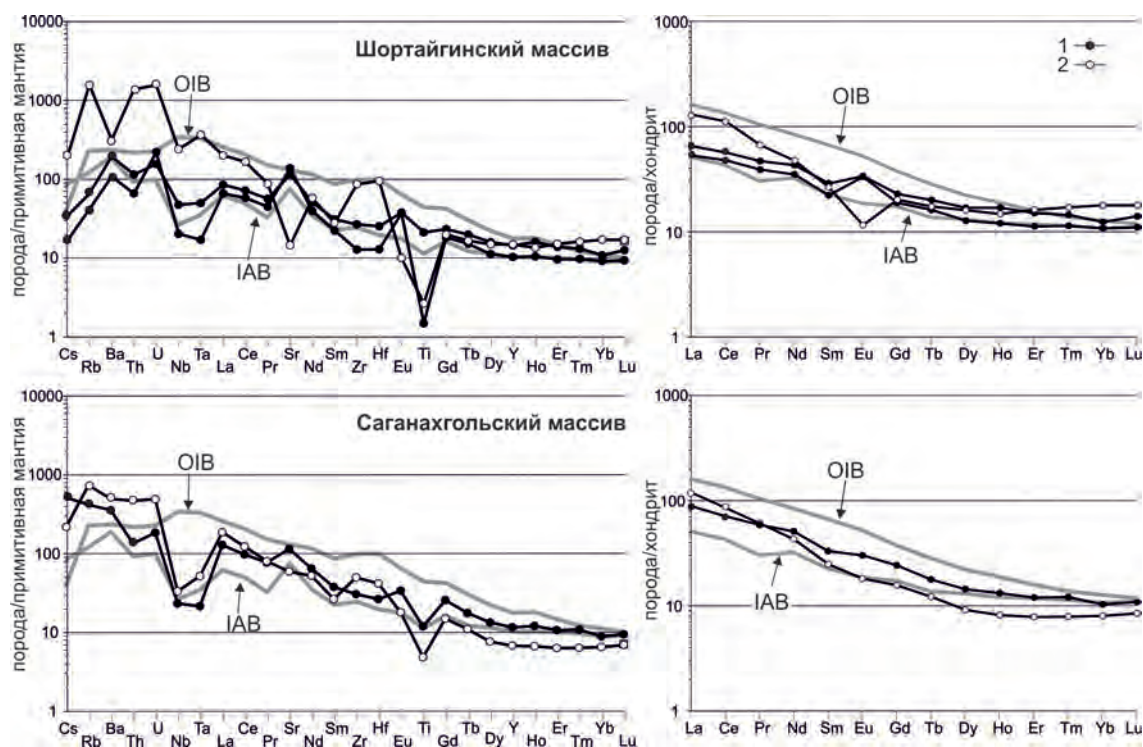


Рис. 1. Распределение редких и редкоземельных элементов в породах Шортатгинского и Саганахгольского массивов (1 – габброиды; 2 – сиенитоиды). Для составов, близких по содержанию микроэлементов, рассчитаны средние значения. Составы примитивной мантии, хондрита и OIB по Sun, McDonough, 1989, состав IAB по [6].

На дискриминационной диаграмме Ta/Yb-Th/Yb (рис. 2, а) составы исследованных массивов сопоставимы с образованиями внутриплитных вулканических зон (WPVZ) и активных континентальных окраин (АСМ). На диаграмме Hf-Ta-Th (рис. 2, б) большинство фигуративных точек попадают в поле известково-щелочных базальтов (СAB), соответствующее островодужным базальтам. На диаграмме Y/Nb – Yb-Ta фигуративные точки также занимают переходную область между надсубдукционными (IAB) и внутриплитными (OIB) составами (рис. 2, в).

По данным [2] изотопный возраст габброидов составляет 403 ± 3 млн. лет, определения возраста сиенитоидов колеблются от 397 ± 4 до 407 ± 4 млн. лет. Как свидетельствуют геохимические и изотопные данные, описываемые интрузии комагматичны породам раннедевонского тейского вулканического комплекса. Геохимические параметры Саганахгольского и Шортайгинского массивов соответствуют образованиям, переходным между надсубдукционными и внутриплитными, что может быть связано с деструкцией (рассеянным рифтогенезом, по [2]) мощной, консолидированной после кембро-ордовикских аккреционно-коллизийных процессов коры раннедевонской активной окраины Сибирского континента [1; 2]. Подобные составы, как предполагается [3], могут формироваться в промежуточной зоне «континент-океан» при воздействии сдвиговых перемещений (в том числе, в тыловых областях активной окраины, [2]). Также существуют и точки зрения о плюмовом воздействии, существенно не противоречащие описываемой модели, однако требующие надежной аргументации.

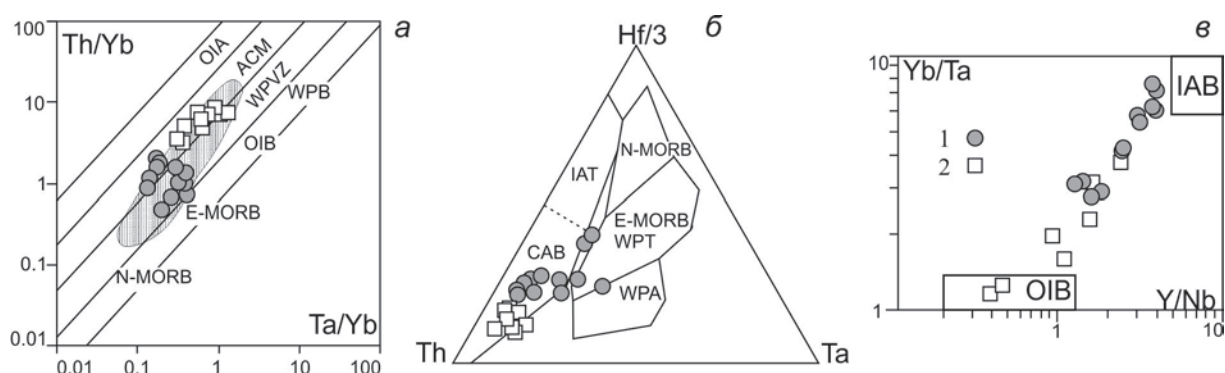


Рис. 2. Дискриминационные геохимические диаграммы для пород Саганахгольской и Шортайгинской интрузий (1 – габброиды, 2 – сиенитоиды, штриховка – область составов патынского комплекса).

а – Th/Yb – Ta/Yb [5], OIA – островные дуги, ACM – активные континентальные окраины, WPVZ – внутриплитные вулканические зоны, WPB – внутриплитные базальты, OIB – базальты океанических островов, N-MORB и E-MORB – базальты срединно-океанических хребтов; б – Th-Hf-Ta [7], WPA – внутриплитные щелочные базальты, WPT – внутриплитные толеиты, IAT – островодужные толеиты, CAB – известково-щелочные базальты; в – Yb/Ta – Y/Nb [4].

Авторы выражают благодарность А.Д. Котельникову и Н.А. Макаренко за оказанную помощь при проведении исследований. Работы выполнены в рамках Государственного контракта №15-4/11 на выполнение работ по геологическому изучению недр «Выполнение геолого-съёмочных работ в пределах листа N-45-XXX (Таштыпская площадь)».

ЛИТЕРАТУРА

1. Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонбаатар Д., Куликова А.В., Чен М., Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек Е.Э., Трофимова Д.А., Глори С. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика, 2013. Т. 54. № 10. С. 1600-1627.
2. Котельников А.Д., Дербан А.Г., Котельникова И.В., Макаренко Н.А., Козулина Т.В., Филимонов А.Н., Сатаев Ф.Р., Третьяк А.И. Геологический отчет «Выполнение геолого-съёмочных работ в пределах листа N-45-XXX (Таштыпская площадь)» // Отчет по контракту с ФГБУ «ВСЕГЕИ» от 10.05. 2017 г. № 15. 5/17-4. Томск, 2018. 297 с.
3. Перепелов А.Б. Кайнозойский магматизм Камчатки на этапах смены геодинамических обстановок / Автореф. дис. ... д.г.-м. н. Иркутск, 2014. 41 с.
4. Eby G.N. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis // Lithos, 1990. V.26. P. 115-134.
5. Gorton M.P., Schandl E.S. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks//Canad.Miner., 2000. V. 38. P. 1065-1073.

6. **Kelemen P.B., Hanghoj K., Greene A.R.** One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with emphasis on primitive andesite and lower crust/ Treatise on Geochemistry the Crust// USA: University of Maryland, 2003. V. 3. P. 593-659.

7. **Wood D.A.** The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth Planet.Sci.Lett.,1980. V. 50. P. 11-30.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ РЕНИЯ МЕТОДОМ ИСП-МС В УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ, ОРГАНОМИНЕРАЛЬНЫХ И ОРГАНОГЕННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБРАЗЦАХ

Д.С. Остапенко., Н.В. Зарубина., В.В. Иванов

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,

e-mail: ihsunday888@gmail.com

Рений, с его кларком 0,7 мг на тонну, относится к одному из наименее распространенных химических элементов земной коры, что обуславливает чрезвычайно высокую стоимость этого металла и его соединений. Между тем рений обладает такими важными физико-химическими свойствами, как очень высокой температурой плавления, устойчивостью к химическим реагентам и каталитической активностью, что позволяет использовать этот металл во многих отраслях промышленности. Органофильные свойства рения определяют его повышенное содержание, как следует из многочисленных публикаций, в различных углеродистых и битумных отложениях, шунгитах, углях, битумах и т. д.

Все изложенные факты стимулируют исследования по оценке содержания рения в углеродсодержащих комплексах осадочных пород как нетрадиционного минерального сырья. В подобных образованиях рений зачастую присутствует вместе с такими ценными металлами, как U, Mo, V, Au и Pt. Важную роль играют карбонатные, силикатные, железные и алюмосиликатные породы. В частности, повышенное содержание сложных металлов характерно для палеозойских углистых аргиллитов, граптолитовых аргиллитов или диктионемических сланцев, разрабатываемых на обширной территории Балтоскандии [1, 2, 3, 4]

Наиболее подходящим методом определения содержания рения на следовом уровне концентрации является масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой. Более того, рений, благодаря своей высокой атомной массе, практически полностью свободен от изобарных и полиатомных помех, что позволяет определять его методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) с минимальной погрешностью.

В работе [5] нами была предложена методика ИСП-МС для определения рения, которая была опробована в связи с изучением геохимии рения в палеозойских углистых граптолитовых аргиллитах (диктионемовых сланцах) Балтийского сланцевого бассейна. Сравнительный анализ полученных данных показал соответствие результатов, полученных методом ИСП-МС и методом нейтронной активации (НАА). Целью данной работы является дальнейшая оценка возможности точного определения содержания рения в битуминозных углеродистых породах и углях методом ИСП-МС.

В качестве объектов исследования были использованы образцы темно-серых и черных битумных известняков из древних осадочных толщ нефтяного месторождения и малозольных углей. Для масс-спектрометрического измерения концентрации рения использовался квадрупольный масс-спектрометр Agilent 7700х. В то же время важным вопросом является вопрос о полном количественном переводе проб в раствор. Использовалась схема кислотного разложения с использованием хлорной, плавиковой и азотной кислот. В результате этой методики разложения органический компонент был успешно разрушен, а силикатная часть была удалена в виде тетрафторида кремния SiF₄. Навеска образца 0,1 г. Коэффициент разбавления

равен 500. Для измерения концентраций рения выбраны аналитические изотопы ^{185}Re и ^{187}Re , как в стандартном режиме, так и в гелиевой ячейке столкновения с режимом дискриминации по энергии для коррекции возможных многоатомных помех. Внутренний стандарт представляет собой раствор In в конечной концентрации 1 мкг/л, время интеграции составляет 1 секунду. При использовании данного способа разложения пробы можно определить не только рений, но и широкий круг других элементов периодической системы.

Оценка точности результатов измерений проводилась с использованием метода «введено-найдено» (таблица 1). В образцы угольных и битуминозных карбонатных пород добавляли раствор с известной концентрацией рениевого стандарта. Проба с добавкой была проведена на всех этапах химической пробоподготовки и измерения концентрации рения.

Таблица 1. Величина относительного стандартного отклонения для результатов измерений концентрации Re, полученных методом ИСП-МС. ($n = 5$, $P = 0.95$)

Изотоп	Введено, Re, мкг/л	Найдено, Re, мкг/л	S_r , %
^{185}Re	1.0	0.97	2.15
^{187}Re	1.0	0.97	1.43
^{185}Re	5.0	5.03	0.42
^{187}Re	5.0	4.89	1.57

Относительное стандартное отклонение (S_r , %) согласуется с требованиями к качеству для количественного химического анализа, обычно используемого в геохимических исследованиях.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы «Дальний Восток» 2018-2020, проект № 18-2-019.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Travkin V.F., Antonov A.V., Kubasov V.L., Ishchenko A.A., Glubokov Y.M.** Extraction of rhenium(VII) and molybdenum(VI) with hexabutyltriamide of phosphoric acid from acid media // Russian Journal of Applied Chemistry. 2006. Vol. 79. № 6. P. 909-913.
2. **Keiko Tagami, Shigeo Uchida.** Separation of rhenium by an extraction chromatographic resin for determination by inductively coupled plasma-mass spectrometry // Analytica Chimica Acta, 405 (2000). P. 227-229.
3. **Юшкина Н.П., Асхабова А.М., Ракина В.И.** Наноминералогия. Ультра- и микро-дисперсное состояние минерального вещества // СПб.: Наука, 2005. 581 с.
4. **Киселева Д.В., Стрелецкая М.В.** К методике масс-спектрометрического определения ЭПГ, золота, рения и серебра с предварительным хроматографическим выделением. Минералы: строение, свойства, методы исследования // Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого, Екб, 2012. С. 153-155.
5. **Иванов В.В., Зарубина Н.В., Зиновьев В.Г., Окунев И.С., Шуляк Г.И., Остапенко Д.С.** Сравнительная оценка содержания рения в углеродсодержащих горных породах методами масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и инструментального нейтронно-активационного анализа // Вопросы атомной науки и техники. Серия: Ядерно-реакторные константы. 2015. Вып. 5. С. 49-58.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО Ar-Ar ДАТИРОВАНИЮ ИГНИМБРИТОВ КАРЫМШИНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА)

А.Н. Рогозин¹, И.Н. Биндеман²

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский,
e-mail: alekseiras@yandex.ru

²Университет штата Орегон, США

В настоящее время в пределах Камчатской вулканической дуги выявлено значительное количество кальдер. При этом если кальдеры среднеплейстоцен-голоценового возраста хорошо выражены в рельефе, то более древние могут быть идентифицированы только с помощью детального полевого геологического картирования пород, связанных с формированием этих кальдер. Например, на территории Южной Камчатки широко развиты вулканические породы кислого состава, преимущественно туфы и игнимбриды, которые сформировались при крупнообъемных эксплозивных извержениях, источники которых еще не установлены или проблематичны из-за отсутствия данных об абсолютном возрасте этих пород, полученных на основе современных прецизионных методов датирования.

До сих пор в литературе можно встретить и привившееся старое название для кислых пород района – «березовская свита», возраст которой оценивался как среднемиоценовый, и новые названия: «миоцен-плиоценовая липарито-дацитовая формация» и «плиоцен-эоплейстоценовый карымшинский вулканический комплекс». Все эти названия относились практически к одним и тем же породам преимущественно кислого состава, которые занимают обширные площади в верховьях рек Банная, Карымчина, Карымшина, Паратунка на Южной Камчатке (этот район иногда называют Банно-Карымшинским). Возраст кислых пород района со временем оценивался как все более и более молодой. Поэтому назрела необходимость целенаправленных работ по изучению обширного поля кислых пород на Южной Камчатке.

Изучение разрезов вулканогенных отложений непосредственно в поле и полученные современные датировки пород Ar-Ar-методом позволили сделать вывод, что Карымшинский вулканический комплекс необходимо разделить как минимум на три отдельные разновозрастные части, которые были названы нами комплексами I, II и III. Породы, входящие в эти комплексы, имеют преимущественно кислый состав, формирование их происходило в плиоцене – раннем плейстоцене [2, 4].

Наиболее древний этап (*комплекс I*) кислого вулканизма в районе представлен дацитовыми, риолитовыми и риодацитовыми лавами, туфами, туфобрекчиями и игнимбридами. Породы отличаются бимодальным распределением состава: андезидациты-дациты (62,3 – 65,1 вес. % SiO₂) и риодациты (69,4 – 72,6 % SiO₂) и вскрываются в разрезах отложений, слагающих фундамент кальдеры Карымшина. Возраст игнимбридов и туфов, определенный U-Th-Pb методом по зернам циркона, выделенным из них, получился 4,11 – 4,01 млн лет, несмотря на то, что датировались образцы на значительном расстоянии друг от друга. Игнимбриды и туфы, относящиеся к этому этапу, картированы в подножии горы Сучуган (1 на рисунке 1), а также в 35 км на ЮВ от края кальдеры в бортах бассейнов рек Фальшивая (2 на рисунке 1) и Жировая (3 на рисунке 1). Это позволило сделать вывод, что более 4 млн лет назад на Южной Камчатке произошла мощная вспышка кислого эксплозивного вулканизма [3]. Туфы, сформировавшиеся при этом, покрывали обширную территорию площадью более 1500 км². Еще одна вспышка кислого вулканизма (*комплекс II*) связана с формированием кальдеры Карымшина [1, 7]. Игнимбриды и кристаллокластические туфы, заполняющие кальдеру, имеют эоплейстоценовый возраст (1,78 – 1,39 млн лет). Состав их варьирует от андезитов до риолитов (60,3 – 74,5 вес. % SiO₂). Область их распространения приурочена к верховьям рек Карымчина, Карымшина, Банная и Левая Быстрая. Их минимальная мощность, вскрытая в левом борту реки Карымшина (4 на рисунке 1), составляет более 1000 м. Отложений, подстилающих игнимбриды, внутри кальдеры обнаружено не было. Наиболее молодой этап кислого вулканизма [6] представлен

риолитовыми экструзиями посткальдерного этапа (*комплекс III*). Они приурочены к кольцевому разлому, ограничивающему кальдеру Карымшина [1]. Возраст экструзий 0,8-0,5 млн лет [6]. Лавы представлены риодацитами и риолитами (70,6 – 77,4 вес. % SiO_2).

В ходе дополнительных структурно-геологических работ, проведенных в 2013-2015 гг., было выделено обширное новое поле игнимбритов и реконструирована крупная палеодолина, куда при извержениях, происходивших в кальдере, могли скатываться пирокластические потоки. Игнимбриты были прослежены от края палеодепрессии на расстояние более 60 км. Было установлено, что их мощность вдоль потока с удалением от центра извержения постепенно уменьшается от 500-600 м до 100 м и менее. Поле расположено вдали от кальдеры и предыдущими исследователями не связывалось с ней и не рассматривалось как однородное, закономерно устроенное образование. В 2016 году в западной части выделенного поля были проведены дополнительные работы, направленные на выявление новых покровов игнимбритов и пирокластических потоков, которые могли быть связаны с кальдерой Карымшина [5]. В результате данных исследований была получена Ar-Ar датировка кристаллокластических кварцевых туфов (таблица 1), которые ранее мы относили к игнимбрикам кальдеры Карымшина. Возраст этих туфов (обр. 10L-2015) получился $3,77 \pm 0,02$ млн лет, что значительно древнее, чем возраст кальдеры Карымшина (1,78-1,39 млн лет), но он сопоставим с одной из вспышек (4-3,5 млн лет) крупнообъемного кислого вулканизма, выделяемых нами на территории Южной Камчатки [2, 4].

Таблица. 1. Новые Ar-Ag датировки игнимбритов и туфов Карымшинского вулканического комплекса

Номер образца	Место отбора (см. рисунок)	Порода	Анализируемый материал	Ar-Ag возраст, млн. лет
89L-2013	Поле игнимбритов	Игнимбрит	Плагиоклаз	$3,62 \pm 0,04$
139L-2013	Поле игнимбритов	Игнимбрит	Плагиоклаз	$3,63 \pm 0,07$
10L-2015	Поле игнимбритов	Игнимбрит	Полевой шпат	$3,77 \pm 0,002$
13L-2015	Поле игнимбритов	Игнимбрит	Полевой шпат	$3,85 \pm 0,02$
77L-2016_2	руч. Начикинский	Q-Bi туф	Полевой шпат	$3,84 \pm 0,03$

Примечание: все Ar-Ag датирования выполнены Брайаном Джиха (Brian Jicha) в Висконсинском университете в городе Мэдисон (University of Wisconsin–Madison), США.

Наличие одной возрастной датировки по реконструированному полю игнимбритов не дало полной ясности относительно возраста всего игнимбритового покрова и его принадлежности к кальдере Карымшина. Нами в 2017 году были отобраны еще четыре образца пирокластики: три образца из разных частей реконструированного покрова (13L-2015, 89L-2013, 139L-2013) и один (77L-2016_2) на северной окраине кальдеры Карымшина, в верховьях руч. Начикинский (5 на рисунке 1). Полученные Ar-Ag датировки игнимбритов показали, что реконструированное поле игнимбритов имеет более древний возраст (3,84-3,62 млн лет) и не может рассматриваться как покров игнимбритов, связанных с кальдерой Карымшина, как мы считали ранее [5]. С другой стороны, полученные нами новые датировки игнимбритов и туфов увеличивают площадь распространения пород вспышки крупнообъемного кислого вулканизма, выделяемой нами на территории Южной Камчатки в интервале времени 4,11-3,62 млн лет.

Исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда (проект № 16-17-10035).

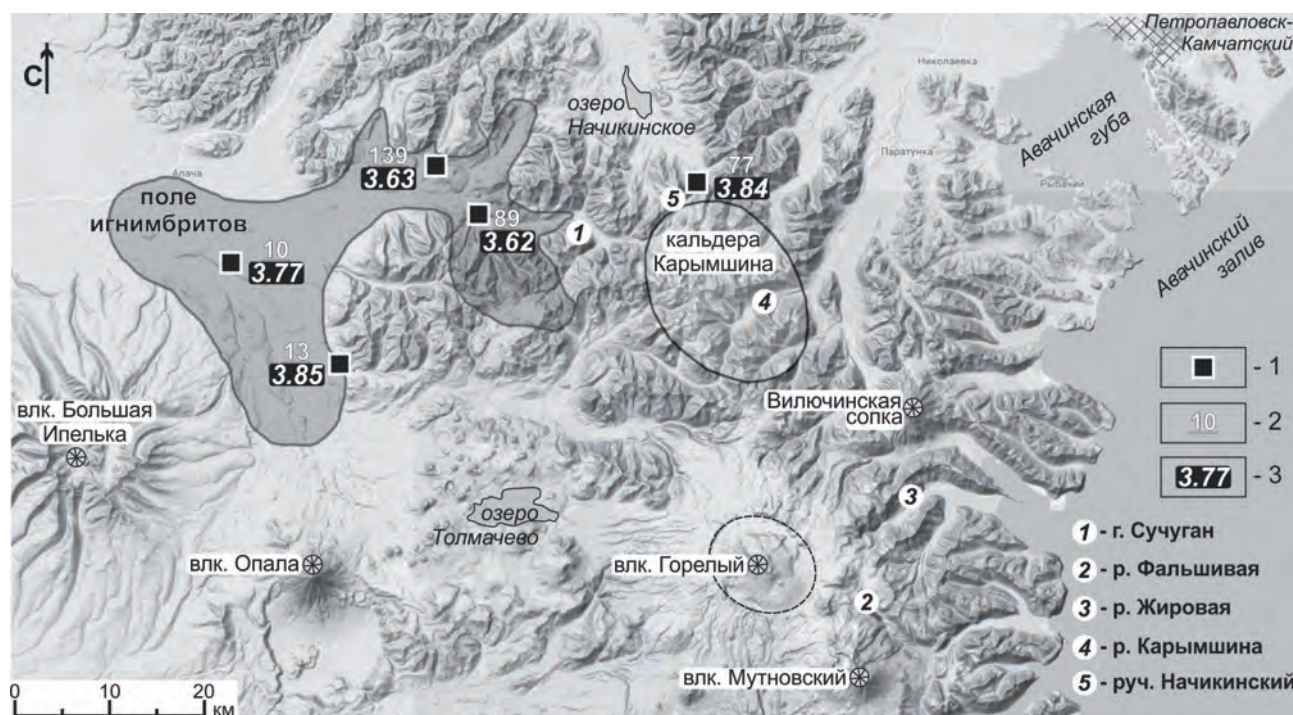


Рис. 1. Схема расположения игнимбритов и туфов Карымшинского вулканического комплекса, выделенных нами на территории Южной Камчатки и образцов отобранных для Ar-Ag датирования.

Легенда: 1 – место отбора образца для датирования; 2 – две-три цифры из номера образца, соответствующие его полному номеру в таблице 1 (например, 10 – 10L-2015); 3 – новые Ar-Ag датировки игнимбритов и туфов Карымшинского вулканического комплекса.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Леонов В.Л., Rogozin A.N.** Карымшина – гигантская кальдера – супервулкан на Камчатке: границы, строение, объем пирокластики // Вулканология и сейсмология. 2007. № 5. С. 14-28.
2. **Леонов В.Л., Биндеман И.Н., Rogozin A.N.** О выделении эполейстоценовой эпохи крупнейших кальдерообразующих извержений на Камчатке (по данным Ar-Ag датирования) // Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2009. С. 397-400.
3. **Леонов В.Л., Биндеман И.Н., Rogozin A.N., Аникин Л.П.** Новые датировки вулканических пород, сформировавшихся при крупнообъемных эксплозивных извержениях на Южной Камчатке // Тезисы докладов конференции, посвященной Дню вулканолога, 28-29 марта 2013 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2013. С. 33-34.
4. **Леонов В.Л., Rogozin A.N.** Эпизодичность кислого вулканизма на Южной Камчатке (по данным K-Ag, Ar-Ag и U-Pb датирования) // Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. С. 62-74.
5. **Леонов В.Л., Rogozin A.N., Кляпицкий Е.С., Рылова С.А., Леонова Т.В.** Реконструкция гигантского пирокластического потока, связанного с кальдерой Карымшина, Южная Камчатка // Материалы XVIII ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога, 30 марта – 1 апреля 2015 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2016. С. 75-83.
6. **Rogozin A.N.** Новые данные о кислых экструзиях Банно-Карымшинского района, Камчатка // Вестник КРАУНЦ. Наука о Земле. 2007. № 10. С. 156-164.
7. **Bindeman I.N., Leonov V.L., Colon D.P., Rogozin A.N., Shipley N., Jicha B., Loewen M.W., Gerya T.V.** Isotopic and Petrologic Investigation and a Thermomechanical Model of Genesis of Large-Volume Rhyolites in Arc Environments: Karymshina Volcanic Complex, Kamchatka, Russia. // Front. Earth, 2019 Sci. 6:238. doi: 10.3389/feart.2018.00238

SM-ND ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УСЛОВНО РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ДЯГДАГЛЕЙСКОЙ ТОЛЩИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БУРЕЙНСКОГО ТЕРРЕЙНА

М.В. Стифеева¹, Р.О. Овчинников²

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург

² Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск,
e-mail: Ovchinnikov@igntm.ru

Буреинский массив является одним из наиболее крупных континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и является составной частью Буреинско-Цзямусинского супертеррейна. По существующим на данный момент представлениям [1], к наиболее древним образованиям этого массива относятся условно позднеархейские метаморфические комплексы, Р-Т-условия формирования которых соответствует амфиболитовой фации. Также как и в соседнем – Цзямусинском – массиве, первоначально они относились к так называемой амурской серии. Позднее [2], условно раннедокембрийские образования Буреинского массива стали относиться к дягдаглейской толще, а амурская серия стала выделяться только в строении Цзямусинского массива.

В связи с тем, что метаморфические породы дягдаглейской толщи Буреинского массива слабо изучены, и, в то же время, они считаются одними из древнейших образований в строении этого массива, нами были проведены Sm-Nd изотопно-геохимические исследования биотитовых, двуслюдяных гранатсодержащих гнейсов дягдаглейской толщи, представленных в небольших разрозненных береговых обнажениях в верховьях ручья Дягдагле в северной части Буреинского массива.

Sm-Nd изотопные исследования выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург). Навески около 100 мг растертых в пудру образцов, к которым был добавлен смешанный трассер ^{149}Sm - ^{150}Nd , разлагались в тefлоновых бюксах в смеси $\text{HCl}+\text{HF}+\text{HNO}_3$ при температуре 110°C . Полнота разложения проверялась под биноклем. Редкоземельные элементы были выделены посредством стандартной катионо-обменной хроматографии на колонках смолы BioRad AG1-X8 200-400 меш, а Sm и Nd – с помощью экстракционной хроматографии на колонках LN-Spec (100-150 меш) фирмы Eichrom. Изотопные составы Sm и Nd были измерены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$, и приведены к отношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512115$ в Nd стандарте JNdi-1 [6]. Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Nd стандарте JNdi-1 за период измерений составило 0.512108 ± 7 ($n=10$). Точность определения концентраций Sm и Nd составляет $\pm 0.5\%$, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.005\%$ (2s). Уровень холостого опыта не превышал 0.2 нг Sm и 0.5 нг Nd. При расчете величин $e_{\text{Nd}(t)}$ и модельных возрастов $t_{\text{Nd(DM)}}$ использованы современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR) по [4] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.1967$) и DM по [3] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.21365$). Для учета возможного фракционирования Sm и Nd во внутрикоровых процессах рассчитаны двустадийные Nd модельные возрасты $t_{\text{Nd(C)}}$ [5], используя среднекоровое отношение $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.12$ [7].

Результаты проведенных исследований свидетельствуют о том, что двуслюдяные гнейсы дягдаглейской толщи характеризуются отрицательными величинами $e_{\text{Nd}(t)} = -3.6 \dots -5.0$, рассчитанными на максимально возможные возраст – накопления протолитов (487 млн лет), и мезопротерозойскими значениями Nd модельных возрастов $t_{\text{Nd(DM)}} = 1.4\text{-}1.3$ млрд лет ($t_{\text{Nd(C)}} = 1.6\text{-}1.5$ млрд лет).

В целом результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований указывают на то, что источником первичных осадочных пород могли являться геологические комплексы, возникшие за счет переработки коры мезопротерозойского возраста. Принимая во внимание отсутствие сведений об участии мезопротерозойских (и более древних) пород в строении Буреинского континентального массива, мы полагаем, что в составе источников присутствовало некоторое количество древнего рециклированного материала.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 18-35-00001).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Забродин В.Ю., Гурьянов В.А., Кисляков С.Г. и др.** Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1000000. Серия Дальневосточная. Лист N-53. Третье поколение. С-Пб.: ВСЕГЕИ, 2007.
2. **Решения IV Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья.** Комплект схем. Хабаровск: ХГГПП, 1994.
3. **Goldstein S.J., Jacobsen S.B.** Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth and Planetary Science Letters*, 1988. V. 87. P. 249-265.
4. **Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.** Sm–Nd evolution of chondrites and a chondrites. II // *Earth and Planetary Science Letters*, 1984. V. 67. P. 137-150.
5. **Keto L.S., Jacobsen S.B.** Nd and Sr isotopic variations of Early Paleozoic oceans // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1987. V. 84. P. 27-41.
6. **Tanaka T., Togashi S., Kamioka H., Amakawa H., Kagami H., Hamamoto T., Yuhara M., Orihashi Y., Yoneda S., Shimizu H., Kunimaru T., Takahashi K., Yanagi T., Nakano T., Fujimaki H., Shinjo R., Asahara Y., Tanimizu M., Dragusanu C.** JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with La Jolla neodymium // *Chemical Geology*, 2000. V. 168. P. 279-281.
7. **Taylor S.R., McLennan S.M.** The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford, 1985. 312 p.

ПРОЦЕССЫ ФРАКЦИОННОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ И КОНТАМИНАЦИИ В ФОРМИРОВАНИИ БАЗАЛЬТ-РИОЛИТОВОЙ СЕРИИ ТАЛЬМИНСКОЙ ВУЛКАНОСТРУКТУРЫ, ЮГО-ЗАПАДНОЕ ПРИМОРЬЕ

С.А. Чашин, Ю.А. Мартынов

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
e-mail: s.cha@fegi.ru*

Тальминская вулканоструктура расположена в юго-западной части Лаоелин-Гродековского террейна в районе оз. Птичье (Тальми). Постройка сложена туфоконгломератами, туффитами и туфоалевролитами, лавами базальтов, андезитов, игнимбритами и туфами дацитов и риолитов, прорванных экструзивными и дайковыми телами андезитов и риолитов [3]. Возраст вулканогенно-осадочной толщи считался поздне триасовым (карнийско-норийский) [2], выполненное нами радиоизотопное датирование (U-Pb метод) уточняет время ее формирования (232.8-212.4 млн лет) [4]. Подстилающие породы представлены ниже-верхнепермскими осадочными отложениями решетниковской свиты и верхнепермскими карбонатно-терригенно-вулканогенными образованиями барабашской свиты [3].

В результате интенсивной неотектонической активности, некогда единая вулканическая постройка была разбита на тектонические блоки с большой амплитудой перемещений сбросо-сдвигового характера. Погруженные блоки перекрыты плиоцен-четвертичной толщей осадочных и вулканогенно-осадочных отложений. Сохранившиеся приподнятые блоки в морфологии современного рельефа выражены крутыми скалистыми останцами, возвышающимися на 30-285 м над уровнем моря. Наиболее крупные из них расположены в восточной (район хребта Мраморный), центральной (район хребта Приозерного) и северной (массив г. Чертова Горка) частях вулканоструктуры. В восточном блоке тальминская толща представлена преимущественно базальтами, андезибазальтами, андезитами и их кластолавами, и весьма редко – дацитами. В строении северного блока преобладают андезиты, хотя в небольшом количестве присутствуют игнимбриты дацитов. Андезибазальты

в границах этого блока распространены незначительно. В пределах центрального блока верхнетриасовые отложения представлены преимущественно дацитами, реже андезитами и их туфами, игнимбритами дацитового и риолитового составов.

Компьютерное моделирование. Состав первичного расплава был рассчитан по программе PRIMACALC-1.00 с использованием средних содержаний петрогенных элементов в трех наиболее магнезиальных образцах (8.78-10.45 масс. %), отобранных на разрезе тальминской толщи, расположенном в пределах хребта Мраморного. Рассчитанный состав в дальнейшем был использован при моделировании процесса фракционирования программой КОМАГМАТ 3.72 [1]. Тип кристаллизационной дифференциации, общее давление, содержание воды и фугитивность кислорода оценивались методом подбора параметров для достижения наилучшего совпадения природных и расчетных трендов, ассоциаций и составов породообразующих минералов. Для базальтов и их более кислых дериватов ($MgO = 4-8$ масс. %) восточного блока наилучшее соответствие природных и расчетных трендов наблюдается при использовании «декомпрессионной» модели, в соответствии с которой, на начальном этапе, в интервале давления 10-2.5 кбар, фракционирование расплава происходило без длительной задержки в периферических очагах, со скоростью декомпрессии 0.1 кбар/мол. %. Максимальная степень кристаллизации достигала 75% при содержании воды ~1.8 масс. %, фугитивности кислорода ~2.5 логарифмических единицы ниже буфера QFM. Последовательность кристаллизации минералов – Ol (1367-1175°C), Crx (1208-1003°C), Pl (1115-1003°C) и Mgt (1021-1003°C) в целом совпадает с реальными парагенезисами минералов магнезиальных базальтов тальминской толщи, хотя вместо Ol в последних диагностируется высокомагнезиальный Crx. Хорошо совпадают между собой расчетные и реальные составы породообразующих минералов (рис. 1), что подтверждает реалистичность выбранных физических параметров.

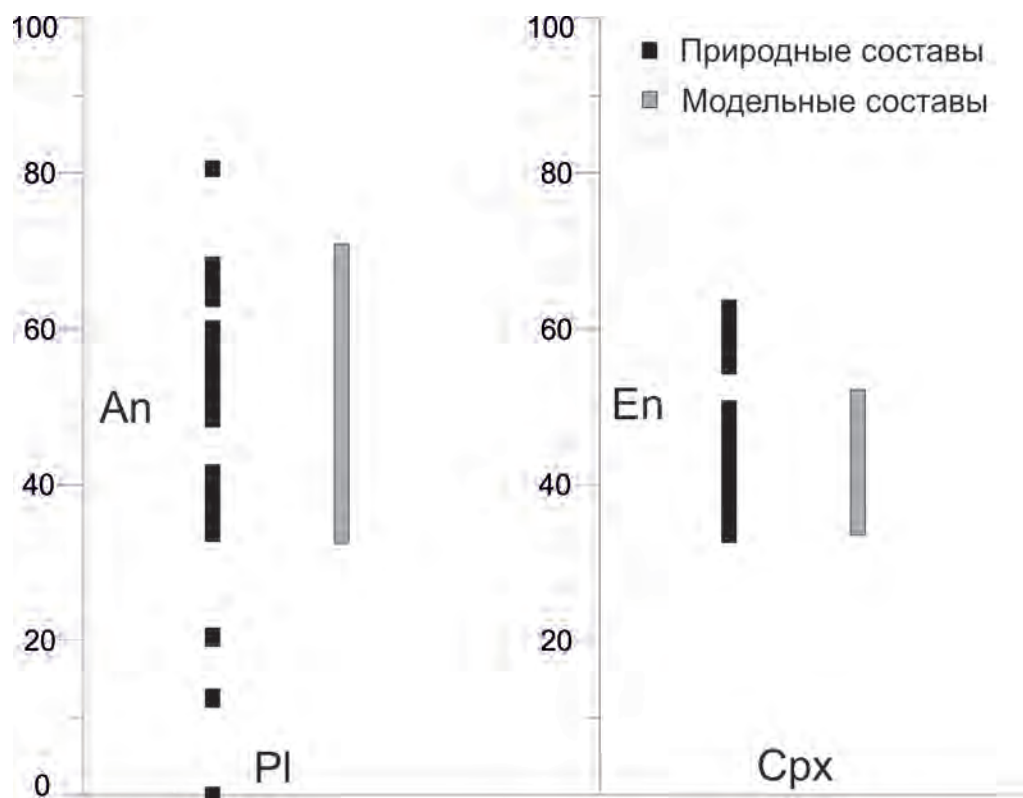


Рис.1. Сопоставление природных и модельных составов породообразующих минералов.

В отличие от восточного блока, петрохимический тренд андезитов, дацитов и риолитов центрального и северного блоков вулканической структуры, из-за значительного разброса фигуративных точек, не моделируется простой моделью фракционной кристаллизации ни при

каких реалистично выбранных физических параметрах. Необходимо предполагать влияние более сложных магматических процессов – смешение мантийных магм с коровыми риолитовыми расплавами, возможно в периферических магматических очагах (рис. 2). Процессы смешения подтверждают и результаты минералогических исследований – присутствие в андезитах и дацитах центрального и северного блоков вкрапленников клинопироксена с обратной зональностью, в андезибазальтах восточного блока кристаллов кварца с клинопироксеновой каймой, а также многочисленные включения диоритов в андезитовом матриксе (рис. 3).

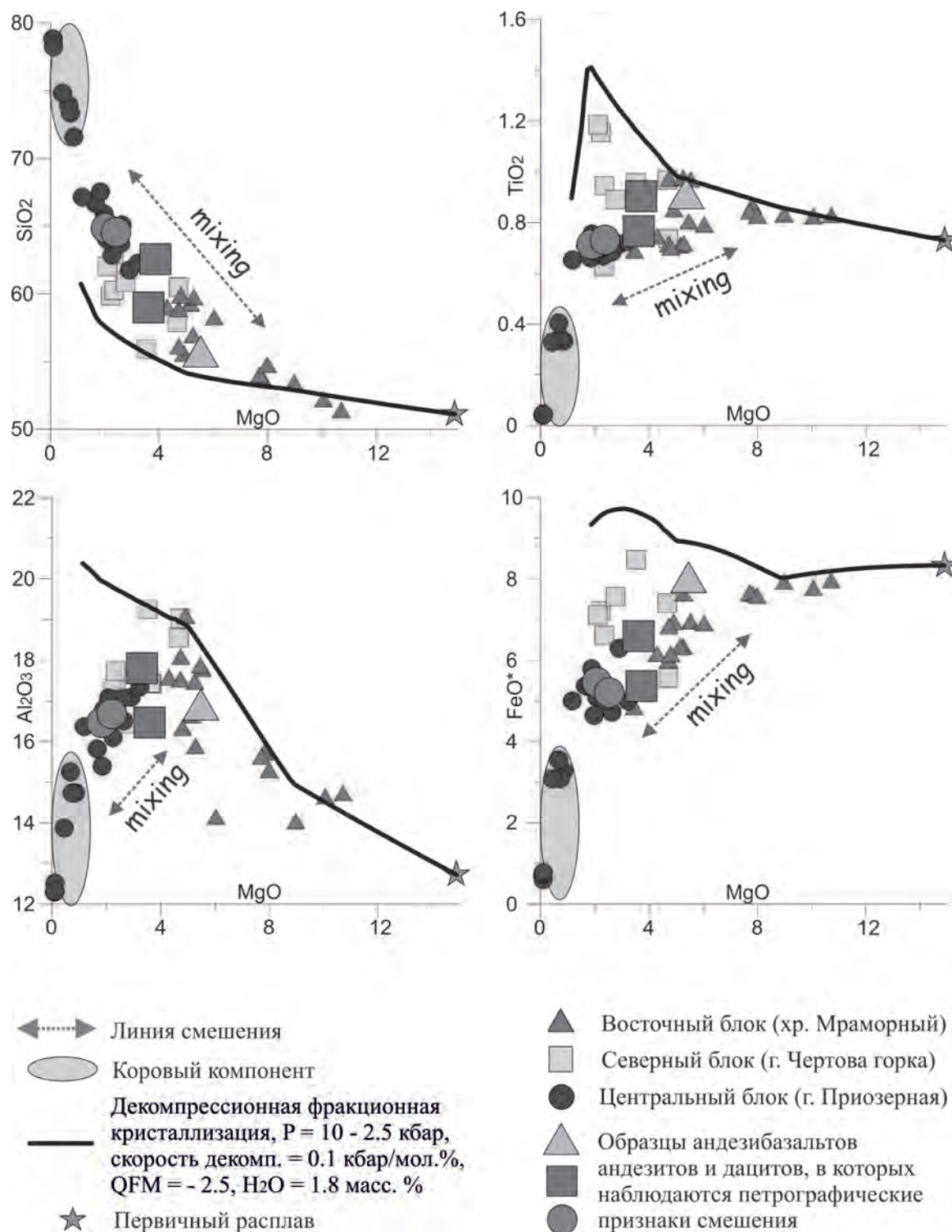


Рис.2. Сопоставление петрохимических трендов пород тальминской толщи и трендов, смоделированных программой Комагат 3.72.

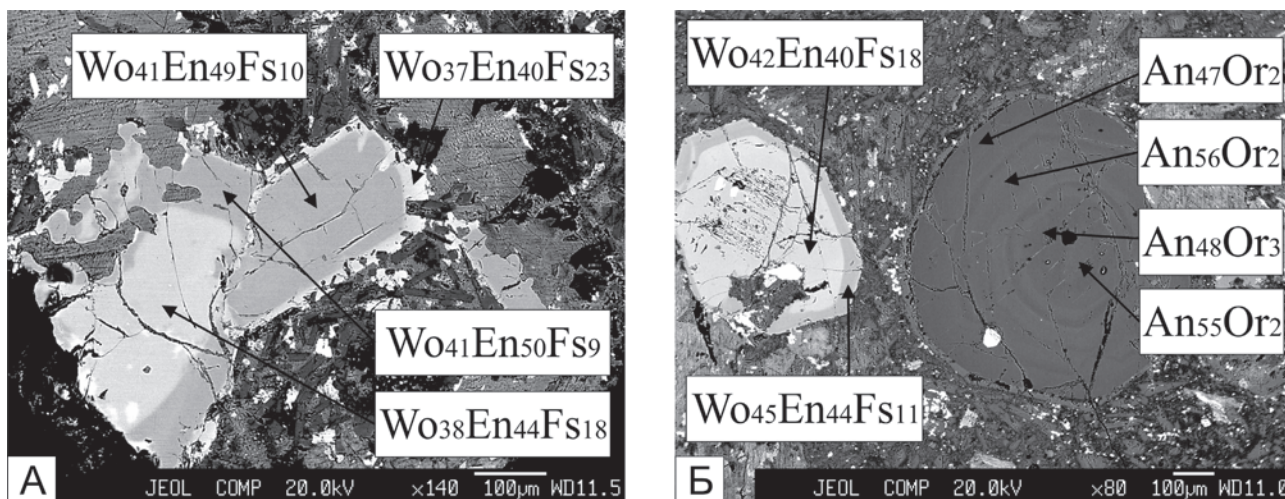


Рис. 3. Примеры прямой и обратной зональности.

Фотографии кристаллов клинопироксена с прямой и обратной зональностью (А) [обр. Ча-2605] и клинопироксена с обратной зональностью и плагиоклаза с ритмичной зональностью (Б) [обр. 4170615] из андезитов тальминской толщи. Фотографии в отраженных электронах были сделаны на микроанализаторе JEOL JXA-8100 в лаборатории рентгеновских методов ДВГИ ДВО РАН.

Выводы. Петрохимические и минералогические данные, результаты математического моделирования свидетельствуют об участии в формировании пород тальминской толщи триасового возраста двух магматических источников – мантийного и корового. Базальты и их более кислые дериваты (андезиты) восточного блока вулкана произошли в результате кристаллизационной дифференциации при быстром подъеме мантийных магм до глубины ~ 7.5 км в условиях сравнительно низкой фугитивности кислорода и содержания воды в системе. Происхождение средних и кислых пород центрального и северного блоков связано со смешением, возможно в периферических очагах, средних по составу дифференциатов базальтовых магм и риолитовых коровых выплавов.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ мол_а №18-35-00180.

ЛИТЕРАТУРА

1. Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука. 2000. 362 с.
2. Коваленко С.В. Континентальные поздне триасовые вулканы Южного Приморья // Корреляция мезозойских континентальных образований Дальнего Востока и Восточного Забайкалья: Тез. докл. стратиграф. совещ. Дальневосточн. РМСК. Чита, 2000. С. 71-73.
3. Кутуб-Заде Т.К., Коваленко С.В., Короткий А.М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Сер. Сихотэ-Алинская. Лист К-52-XI, XVII. Объяснительная записка. СПб. 2000. 140 с.
4. Чашин С.А., Попов В.К., Чашин А.А., Будницкий С.Ю. Новые результаты минералого-геохимических и изотопно-геохронологических исследований триасового вулканизма южного Приморья (на примере изучения Тальминской вулканоструктуры) // Мат. Конф. «IX Сибирская конференция молодых ученых по наукам о Земле» Новосибирск, 2018. 673 - 676 с.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ ПОРОД БИРОБИДЖАНСКОГО ГАББРО-ГРАНИТНОГО КОМПЛЕКСА (МАЛОХИНГАНСКИЙ БЛОК БУРЕИНСКОГО МАССИВА)

Е.В. Шупилко, Ю.Ю. Юрченко, Н.А. Гольцин

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского,
г. Санкт-Петербург, e-mail: elena_shupilko@vsegei.ru*

Биробиджанский интрузивный комплекс впервые был выделен С.А. Музылевым и Г.Л. Афанасьевым в 1935г. К семидесятым годам прошлого века была разработана общая схема расчленения раннепалеозойских интрузий Малохинганского блока, в соответствии с которой было выделено три комплекса: 1 – габбро-диоритовый (карагайский), 2 – гранодиорит-гранитовый (биробиджанский) и 3 – гранит-лейкогранитовый (бирский). Позднее, В.К. Путинцев и В.А. Селеванов (1986 г.) упразднили карагайский комплекс и объединили в состав биробиджанского комплекса все раннепалеозойские интрузии Малохинганского блока (бирский и собственно биробиджанский комплекс). В 1990 г. в процессе создания схемы расчленения и корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области [5] биробиджанский и бирский комплексы были всё-таки оставлены в ранге самостоятельных подразделений. Позднее, в процессе ГС-50 [6], ГДП-200 [4], бирский комплекс вновь был упразднен и в серийной легенде Буреинской серии листов [1] раннепалеозойский магматизм Малохинганского блока Буреинского массива охарактеризован только в рамках трехфазного биробиджанского комплекса.

По последним данным [1-4], в биробиджанский комплекс объединяют трехфазные массивы, состав которых является весьма пестрым. В первую фазу включают перидотиты, пироксениты, габбро, габбронориты, диориты, долериты. Во вторую – граниты, гранодиориты, монцониты, кварцевые монцониты, кварцевые сиениты. Третья фаза представлена лейкогранитами, умереннощелочными лейкогранитами, турмалинсодержащими лейкогранитами, аплитами и пегматитами. Возраст комплекса принят ордовикским.

Таким образом, в данном составе комплекса объединены контрастные породные ассоциации, которые не могут быть описаны в рамках одной какой-либо известной формации. В частности, сочетание пород ультраосновного состава первой фазы (перидотиты, пироксениты) с гранитоидами второй и третьей фаз, а также породами повышенной щелочности (сиенитами и монцонитами) второй фазы. Очевидно, комплекс имеет гетерогенное происхождение и данный набор пород, по мнению авторов, должен быть охарактеризован в рамках нескольких комплексов.

В рамках настоящего исследования проанализированы флогопитовые верлиты, относимые предшествующими исследователями к первой фазе комплекса, биотитовые крупнопорфировидные граниты и амфибол-биотитовые гранодиориты второй фазы, а также биотитовые граниты третьей фазы биробиджанского комплекса, отобранные из Бираканского и Канхойского массивов Малохинганского блока Буреинского массива (Облученский район Еврейской автономной области).

Флогопитовые верлиты характеризуются повышенными содержаниями крупноионных литофильных элементов (Ba, Rb, K, Sr) по сравнению со средними составами ультраосновных пород, повышенными содержаниями сидерофильных (Ni, Cr). Легкие редкоземельные элементы преобладают над тяжелыми (La/Yb – 8-10) и характеризуются наличием слабой отрицательной европиевой аномалии (Eu/Eu* – 0,76-0,89).

Рассматриваемые гранитоиды двух возрастных групп характеризуются схожими спектрами распределения редких элементов, однако для более молодых пород зафиксированы повышенные их содержания. Особо явно это наблюдается для Th, U и TR. Редкоземельные элементы более молодых крупнопорфировидных биотитовых гранитов характеризуются повышенным общим содержанием и более «глубоким» европиевым минимумом (Eu/Eu* –

0,39-0,22) по сравнению с более древними биотитовыми гранитами и амфибол-биотитовыми гранодиоритами ($Eu/Eu^* = 0,48-0,65$).

Методом локального U-PbSIMS (SHRIMP) датирования были определены конкордантные значения возрастов рассматриваемых образований: 477 ± 15 млн лет – для флогопитовых верлитов (по бадделеиту); $473,2 \pm 5$ млн лет и 480 ± 3 млн лет – для крупно-порфировидных гранитов (по циркону); 512 ± 3 млн лет – для амфибол-биотитовых гранодиоритов и биотитовых гранитов (по циркону).

На основании вышесказанного, авторами представляется возможным предположить о двух этапах проявления раннепалеозойского интрузивного магматизма на Малохинганском блоке Буреинского массива: 512 и 475 млн лет, что соответствует нижнему-среднему кембрию и нижнему-среднему ордовику, и выделение их в единый комплекс неправомерно. Гранитоиды, по совокупности признаков, являются продуктами эволюции одного расплава исходно близкого состава, характеризующиеся общим источником образования. Флогопитовые верлиты, близкосо-временные с формированием гранитоидов ордовикского возраста, очевидно, характеризуют важный этап эндогенной мантийной активности региона, обуславливающий появление магматизма этого этапа.

Исследование выполнено в рамках Государственного задания ФГБУ «ВСЕГЕИ» от 30.12.2016 № 049-00012-17-00, выданного Федеральным агентством по недропользованию.

ЛИТЕРАТУРА

Опубликованная

1. **Васькин А.Ф.** Легенда Буреинской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (издание второе), 1999 г.

2. **Васькин А.Ф., Дымович В.А., Аграшенко. А.Ф. и др.** Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист М53. Хабаровск. Объяснительная записка. СПб. Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2009 г. 376 с.

3. **Петрук Н.Н., Волкова Ю.Р., Шилова М.Н. и др.** Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист М52. Благовещенск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012 г. 496 с.

Фондовая

1. **Добкин С.Н.** Отчет Кимканской партии о результатах геологического до изучения масштаба 1:200 000 территории листа М-52-XXX, проведенного в 1992-1999гг. Хабаровск. 2000.

2. **Мартынюк М.В., Рямов С.А, Кондратьева В.А.** Объяснительная записка к схеме расчленения и корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области (Отчет по теме №330 за 1987-1990гг.). Хабаровск.1990.

3. **Павлов М.А.** Геологическое строение и полевые ископаемые бассейна верхнего течения р.Бира (Отчет Хинганской партии о результатах геологического доизучения ранее заснятых площадей и геологической съемки масштаба 1:50 000 и общих поисков, проведенных в 1988-93гг. Листы М-52-107-Б,В,Г, – 108-А,В; – 119-А. 1993

КОМБИНИРОВАННЫЕ ДАЙКИ ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА: УСЛОВИЯ ГИБРИДИЗАЦИИ КОНТРАСТНЫХ ПО СОСТАВУ МАГМ

В.А. Яковлев^{1,2}, И.В. Кармышева^{1,2}, В.Г. Владимиров^{1,2}

¹ *Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск,
e-mail: yakovlevva@igm.nsc.ru*

² *Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск*

Сосуществование гранитоидных и базитовых магм, как возможность прямого изучения свидетельств мантийно-корового взаимодействия, вызывает особый интерес у петрологов уже на протяжении более 150 лет (см. обзор в [5, 6]). Геологические, петрологические и геохимические исследования плутонических и вулканических пород изобилуют свидетельствами взаимодействия контрастных по составу магм, позволяющих рассматривать, как минимум, два элемента данного геологического процесса. С одной стороны, это механическое смешение магм (mingling), результатом которого являются композитные или минглинг дайки с различными по цвету и текстуре пород признаками. Другой элемент данного процесса – химическая гомогенизация расплавов (mixing), результатом которого являются гибридные породы.

Морфология магматических тел, условия, факторы и механизмы магматического минглинга могут быть принципиально различными для инъекций основных магм в гранитоидные камеры («плутонический» тип минглинга) и, собственно, «жильный» тип композитных или комбинированных даек.

К комбинированным дайкам «жильного» типа следует относить слепые магматические тела, несущие признаки магматического смешения, с четко различимыми контактами с вмещающими породами. Геологические обстановки смешения контрастных магм при формировании комбинированных даек отличаются от таковых для объектов плутонической группы [3].

Учитывая тектонические условия и длительность формирования минглинг структур в дайках, существование в их пределах гибридизированных пород представляется, на первый взгляд, маловероятным. Однако они существуют, что требует тщательных исследований признаков и условий гибридизации в обстановках дайкообразования. Перспективными в этом отношении являются комбинированные дайки Западного Сангилена (ЮВ Тува). Интерес к их изучению обусловлен специфической геологической обстановкой на момент формирования даек, потенциально благоприятной не только для механического смешения контрастных расплавов, но и для их гомогенизации.

Для определения механизмов смешения и выявления свидетельств химического взаимодействия контрастных магм в условиях дайкообразования были проведены детальные петрографические, минералогические и петрохимические исследования пород комбинированной дайки на опорном участке «Сайзырал».

Дайка приурочена к Эрзинской тектонической зоне, являющейся проникающей структурой сдвигового генезиса и крупнейшим концентратором деформаций (сброса напряжений) на протяжении всего периода коллизионных событий в регионе [1, 2]. На ранней стадии позднеколлизионного этапа (495-485 млн лет) в пределах Эрзинской зоны формировались «ослабленные» области, благоприятные для одновременного или сближенного по времени инъецирования магм мантийного и корового происхождения [2, 3]. Период внедрения и становления композитных даек (495-485 млн лет) совпадал с протеканием глубинных сейсмо-тектонических процессов в пределах Эрзинской сдвиговой зоны [2, 4].

Исходя из геологической ситуации и существующих геохронологических данных, формирование комбинированной дайки участка «Сайзырал» протекало на нижне-, средне-коровом уровне в условиях повышенного температурного фона и высоких скоростей деформаций. Данные условия являются благоприятными для повышения эффективности механического рассеяния базитового расплава в гранитной магме.

На интенсивное механическое смешение при формировании комбинированной дайки участка «Сайзырал» указывают следующие наблюдения:

- неравномерное распределение мафических и салических пород в структуре комбинированной дайки, отражающее гравитационное осаждение и сортировку фрагментов базитовой магмы;
- наличие в салических породах дайки большого количества фрагментов базитов;
- широкое распространение во всем объеме гранитоидов комбинированной дайки гломероскоплений темноцветных минералов, зерен кварца и лейст мусковита, окруженных амфиболовой оторочкой;
- наличие в базитах крупных вкрапленников кварца с пойкилитовыми структурами в краевых частях.

На контакте гранитоидов и базитов фиксируются зоны пород с промежуточным, относительно базитов и гранитоидов, цветовым индексом. Такие зоны сложены неравномерно-зернистыми агрегатами кварца, полевых шпатов, биотита и роговой обманки, часто образующих гломероскопления. Для контактовых зон характерно общее уменьшение крупности зерен, пойкилитовые структуры в зернах кварца, резорбированность краевых частей лейст биотита, формирование радиально ориентированных кварцевых субзерен.

По петрохимическому составу породы переходных зон отличаются от мафических и салических пород комбинированной дайки. На вариационных диаграммах фигуративные точки составов пород с контакта гранитоидов и базитов занимают промежуточное положение между последними.

В то же время, составы биотитов гранитоидов и пород переходных зон идентичны (для биотитов из гранитоидов значения $Mg\#$ составляют 0.43-0.38; $TiO_2 = 3.2-4.4$ мас. %; магнезиальность биотитов из пород контактовых зон – 0.40-0.36, содержание $TiO_2 = 2.66-3.72$ мас. %).

Наиболее вероятным механизмом возникновения пород с промежуточным химическим составом для комбинированной дайки участка «Сайзырал» можно считать механическое диспергирование базитов в гранитоидах, сопровождаемое частичным плавлением последних.

Несмотря на явные признаки интенсивного магматического диспергирования, свидетельств образования расплавов промежуточного состава зафиксировано не было. Объяснением этого могут выступать: а) быстрая консолидация магматической системы; б) «излишняя» насыщенность магм фенокристаллами; в) «переохлажденность» гранитоидной магмы.

Исследование выполнено при финансовой поддержке проектов РФФИ № 18-35-00467, 18-05-00851. Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Травин А.В., Руднев С.Н., Шемелина И.В., Барабаш Н.В., Савиных Я.В.** Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилена (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизийного тектогенеза // Докл. РАН, 2005. Т. 405. № 1. С. 82-88.
2. **Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Яковлев В.А., Травин А.В., Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н.** Термохронология минглинг-даек Западного Сангилена (ЮВ Тува): свидетельства развала коллизийной системы на северо-западной окраине Тувино-Монгольского массива // Геодинамика и тектонофизика, 2017. Т. 8. № 2. Р. 283-310.
3. **Владимиров В.Г., Яковлев В.А., Кармышева И.В.** Механизмы магматического минглинга в композитных дайках: модели диспергирования и сдвиговой дилатации // Геодинамика и тектонофизика, 2019 В печати.
4. **Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Яковлев В.А., Хубанов В.Б., Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Буянтуев М.Д.** Состав и U-Pb (LA-ICP-MS) изотопный возраст комбинированных даек Западного Сангилена (Тувино-Монгольский Массив) // Геология и геофизика. 2019. № 1. С. 55-78.

5. **Wiebe R.** Mafic replenishments into floored silicic magma chambers // American Mineralogist, 2016. V. 101. P. 297-310.

6. **Wilcox, R.E.** The idea of magma mixing: history of a struggle for acceptance // The Journal of Geology, 1999. V. 107. P. 421-432.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ГАЗОВ В ДОННЫХ ОСАДКАХ ЮЖНО-ТАТАРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА (ТАТАРСКИЙ ПРОЛИВ, ЯПОНСКОЕ МОРЕ)

А.В. Яцук¹, А.К. Окулов¹, Н.С. Сырбу¹

¹ *Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичёва ДВО РАН, г. Владивосток, yatsuk@poi.dvo.ru*

В настоящее время проведение газогеохимических исследований в различных субаквальных осадочных бассейнах мира имеет широкое распространение. Актуальность метода обусловлена доступностью, экспрессностью и эффективностью. Одной из важнейших задач в области газогеохимии является исследование газогеохимических полей углеводородных газов в донных осадках [2]. С генетической точки зрения углеводородные газы (УВГ) донных осадков могут быть разделены на два основных типа: сингенетические (биогенные), эпигенетические (миграционные, термогенные). Сингенетические УВГ образуются непосредственно в донных осадках в результате деятельности микроорганизмов и процессов диагенеза органического вещества [4]. Эпигенетические УВГ представлены компонентами, мигрирующими из глубинных источников, в том числе месторождений горючих полезных ископаемых — нефти, газа, угольных пластов. В связи с этим исследование состава, особенностей распределения и соотношения углеводородных газов C₁-C₅ является достаточно информативным показателем прогноза нефтегазоносности, оценке сейсмоактивности акваторий и перспектив обнаружения газогидратов [3].

Татарский пролив расположен в северной части Японского моря. Акватория пролива отделяет остров Сахалин от материковой части и протягивается в северо-восточном меридиональном направлении на 700 км. На севере Татарский пролив соединяется с Амурским лиманом через пролив Невельского, на юге он раскрывается в глубоководную котловину Японского моря. На юге Татарского пролива выделяется субаквальный Южно-Татарский осадочный бассейн [1].

Исследование распределения углеводородных газов в донных осадках представленного района было проведено в ходе 5 морских экспедиций лаборатории газогеохимии ТОИ ДВО РАН, проведенных за период 2012-2017 годов. Всего было отобрано 119 трубок и выполнено 1420 анализов газовых проб. Отбор проб донных осадков проводился сразу после подъема трубок на борт судна. Анализ газа проводился на борту судна газохроматографическим методом («Headspace»). Состав углеводородных газов измерялся на газовом хроматографе «КРИСТАЛЛЮКС-4000М» (Россия).

В результате проведения исследований в донных осадках было определено содержание углеводородных газов C₁-C₅ (метан, этан, этилен, пропилен, пропан, н-бутан, и-бутан, пентан). Преобладающим компонентом во всех пробах был метан. Концентрации метана варьировали от 0.35 ppm до 14.9% (медиана – 176 ppm). Общей тенденцией по всем отобраным кернам является четкая закономерность увеличения концентраций метана с глубиной опробования. Обнаружены также положительные корреляционные связи с этаном и пропаном. Градиент возрастания концентраций был максимальным в кернах, содержащих газогидраты и газонасыщенные слои осадка. В целом, содержание метана в нижних горизонтах опробования было от 1 до 5 порядков выше, чем в верхнем слое осадков (0-30 см).

Непредельные углеводородные газы были представлены этиленом, пропиленом, бутиленом. Этилен присутствовал в составе газа донных отложений в 58% отобранных проб. Концентрация варьировала от 0.01 до 2.5 ppm (медиана – 0.1 ppm). Пропилен был обнаружен

в 28% проб, 0.01-4 ppm (медиана – 0.1 ppm). Бутилен присутствовал в 8% проб, 0.1-0.6 ppm (медиана – 0.1 ppm). Общей тенденцией для данных компонентов является снижение концентраций по мере увеличения глубины опробования, отсутствие положительных корреляций с метаном и его гомологами, положительная корреляция в группе этилен-пропилен-бутилен. Все эти факты позволяют отнести группу непредельных углеводородных газов к типично биогенным и сингенетичным газам, основной генезис которых связан в первую очередь с процессами биохимического и микробиологического окисления и разложения органического вещества в верхней толще современных осадков (Петухов, 1993).

Предельные углеводородные газы были представлены этаном, пропаном, i-бутаном и n-бутаном. Этан обнаружен в 88% проб, 0.01-789 ppm (медиана – 1 ppm). Концентрация этана, так же как и метана, как правило, возрастала с увеличением глубины опробования, между ними наблюдается положительная корреляционная связь, что может указывать на общий глубинный источник образования. Пропан был определен в 39.5% проб, 0.01 – 111 ppm (медиана – 0.5 ppm). Бутановая группа встречалась в 2 изоформах: i-бутан и n-бутан (присутствие в 11 и 7% проб; диапазон концентраций 0.1-56 ppm, 0.1-149 ppm; медиана – 0.6, 0.2 ppm соответственно). Статистически для углеводородных газов C₃-C₄ не обнаружено сильной корреляционной связи с метаном. В группе этан – пропан – i-бутан – n-бутан обнаружена положительная корреляция. Данные компоненты можно отнести к эпигенетическим, миграционным газам, генетически связанным с глубинными источниками. Подтверждением этому может служить также то, что практически все обнаруженные аномальные концентрации УВГ зафиксированы в зонах распространения сейсмоакустических, гидроакустических аномалий, гидратоносных и газонасыщенных осадках. В дополнение к этому на отдельных станциях (LV59-43, LV70-07, LV70-21) в колонках донных осадков была обнаружена пентановая группа газов (нео-пентан до 1.5 ppm, изо-пентан до 156 ppm, n-пентан до 30 ppm). На данных аномальных станциях также фиксировались газовые факела, газогидраты в осадке и сильная газонасыщенность осадка.

В результате детального анализа площадного распределения углеводородных газов донных осадков определено, что преобладающим районом активной разгрузки метана и его гомологов в водную толщу и скоплений в осадке является восточный континентальный склон Татарского пролива.

Представленные результаты позволяют положительно оценивать нефтегазоносный потенциал акватории Татарского пролива и наличие глубинных путей миграции углеводородных газов. Статистическая обработка данных показала, что на долю УВГ микробиального происхождения приходится около 16% проб, 84% – смешанного и термогенного генезиса. Исследования подтвердили наличие масштабной зоны дегазации в пределах изобаты 300-400 метров в северо-восточной части Татарского пролива, совпадающей с районами накопления и разрушения газогидратов, газовыми факелами, газогеохимическими аномалиями в осадке и водной толще, повышенным потоком метана в водный слой и атмосферу. Представленная зона требует дальнейших детальных исследований источников формирования аномалий и заслуживает повышенного внимания в вопросах оценки экологического воздействия и эмиссии парниковых газов в окружающую среду.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ проект 18-35-00047_мол_а.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива** / Жаров А.Э. Под ред. Кирилловой Г.Л. Владивосток: ДВО РАН, 2004. 220 с.
2. **Основы теории геохимических полей углеводородных скоплений** / И.С. Старобинец, А.В. Петухов, С.Л. Зубайраев и др.: Под ред. А.В. Петухова и И.С. Старобинца. М.: Недра, 1993. 332 с.
3. **Шакиров Р.Б.** Газогеохимические поля морей Восточной Азии. М.: ГЕОС, 2018. 341 с.
4. **Claypool G.E., Kaplan, I.R.** The origin and distribution of methane in marine sediments. In Natural Gases in Marine Sediments, Kaplan, I.R. Fcd., Plenum. New York, 1974. P. 99-139.

**МЕТАЛЛОГЕНИЯ И ГЕНЕЗИС
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ**

ПЕРСПЕКТИВНАЯ РУДОНОСНОСТЬ ЮГА КЕМСКОГО ТЕРРЕЙНА

Е.В. Горобейко

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
email: chjurchjen@mail.ru*

Введение

Кемский террейн, характеризующийся как фрагмент раннемелового задугового бассейна, располагается в прибрежной части Сихотэ-Алинского орогенного пояса в виде полосы северо-северо-восточного простирания протяженностью около 900 км (вплоть до правобережья р. Амур) при ширине 80-150 км (рис. 1). Террейн сложен баррем-альбскими терригенными, часто флишевыми отложениями, прорываемыми и перекрываемыми образованиями Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутоногенного пояса (ВСАВПП). В границах Кемского террейна, на севере Приморского края открыты золото-серебряные эпitherмальные жильные (Бурматовское, Салют, Сухое, Таежное, Ягодное) и медно-молибденовые ($\pm$ Au, Ag) порфировые и молибденовые ($\pm$ W, Sn, Bi) порфировые месторождения. Они, имея выраженную вертикальную зональность, близкую к описанной Sillitoe R.H. [2], принадлежат одноименному палеоценовому металлогеническому поясу, [1], пространственно ассоциируются с интрузивами ВСАВПП. В этом поясе также известны редкие Pb-Zn месторождения жильного типа. Серебряные месторождения эпitherмального типа размещены как в раннемеловых, преимущественно вулканокластических породах, так и вулканитах позднего мела-палеогена.

В соответствии с моделью вертикальной минерогенической зональности вулканоплутонических поясов континентальных окраин, адаптированной для Сихотэ-Алинского пояса, сверху вниз выделены следующие зоны: 1) незначительные касситеритовые россыпи в аллювиальных и пролювиально-делювиальных отложениях; 2) убогосульфидная серебро-золотосная минерализация, приуроченная к ореолу кварц-серицит-гидрослюдистой метасоматизации вулканогенно-осадочного чехла, а также дайкам; 3) проявления марганца в кварц-адуляровых жилах верхнего палеогена; 4) серебро-полиметаллическая минерализация в турон-коньякских эффузивах, прорванных богоспольскими андезитами и риолитами; 5) коренные источники россыпного золота в позднемеловых породах интродуцированных дайками кислых эффузивов; 6) полиметаллическая минерализация метаморфизированных андезитов позднемелового возраста; 7) убого-сульфидная золото-серебряная и оловянно-порфировая минерализация в позднемеловых породах в зонах окварцевания и ороговикования на контакте вмещающих осадочных пород с гранитными интрузиями; 8) проявления олова в пределах интрузивов.

Цель и задачи исследования:

Цель исследования – реконструкция геологического развития территории в контексте ее орогенной и посторогенной тектонической активизации. В задачи исследования включены: геологический анализ территории на основании полевых маршрутов автора в сезоны 2015-2016 гг., дополненный сведениями о стратиграфии и магматизме из отчетов ОАО «Приморгеология» прошлых лет. Подготовлена упрощенная геологическая карта-схема, отображающая расположение интрузивов и рудных объектов (рис. 1). На схеме изображены вулканогенно-осадочные, вулканогенные, субвулканические ассоциации мезокайнозоя, а также более глубокие магматические интрузии. Рассматривая выраженность этих структурно-вещественных ассоциаций в современном рельефе, представляется возможным сравнить неоднородность и предполагаемую величину эрозионного среза территории, сопоставляя разность эрозии между закартированными комплексами на водораздельной части Сихотэ-Алиня и на побережье Японского моря. Сопоставление модели вертикальной рудной зональности, величины денудации позволяет, в первом приближении, оценить перспективность еще не вскрытых эрозией участков, для продолжения поисковых геолого-геофизических работ.

Разность гипсометрических отметок выходов позднемеловых гранитоидов, учитывая их очевидную геохронологическую близость, обнажающихся в водораздельной части Сихотэ-

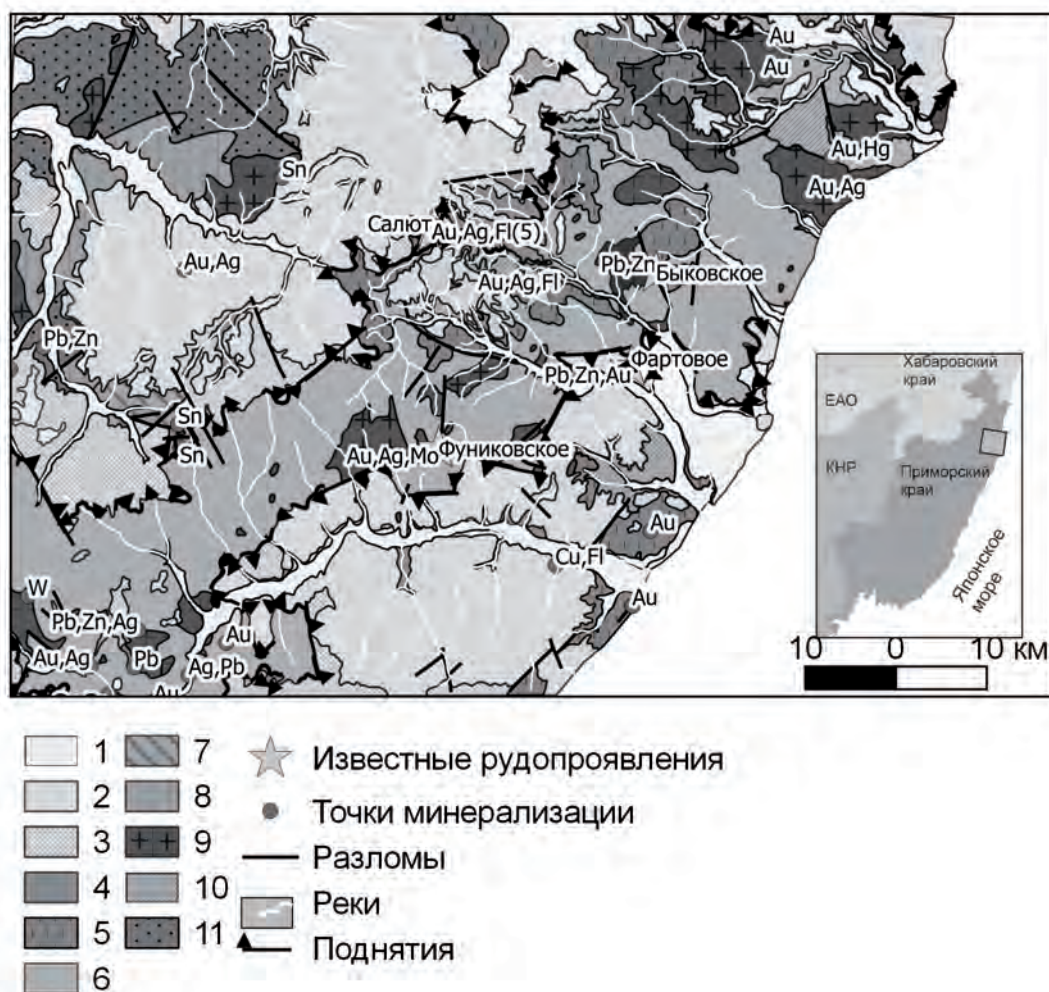


Рис. 1. Карта-схема геологического строения(а) и географического положения района исследования(б) (листы L-53XVIII, L-54XIII).

1 – неоген-четвертичные отложения; 2 – нижний-средний миоцен, кизинские базальты; 3 – олигоцен-миоценовые песчаники; 4 – палеоцен-эоцен, кузнецовские базальты, андезибазальты и их туфы; 5 – верхний мел-палеоген, богопольские риолиты, дациты и их туфы; 6 – верхний мел, левособолевские туфы, туфолавы риолитов, риодацитов; 7 – верхний мел, синанчинские андезиты, андезидациты и их туфы, туфоалевролиты; 8 – нижний мел, кемские песчаники, алевролиты; 9 – верхнемеловые гранитоиды; 10 – эоцен, риолиты кедровского комплекса; 11 – верхний мел, ольгинские порфириды.

Алиньского горно-складчатого сооружения и на побережье Японского моря, составляющая около 1200 м, может свидетельствовать о величине эрозионного среза. При этом, в водораздельной части меловые гранитоиды обнажаются в горстообразных окнах среди палеоген-эоценовых вулканогенно-осадочных покровов [3] (рис. 2). На геологической карте (L-53XVIII, L-54XIII) граниты верхнемелового возраста обнажаются вдоль побережья Японского моря среди верхний мел-палеоцен-эоценовых отложений. В приводораздельной части Сихотэ-Алиньского хребта позднемеловые граниты обнажаются в «тектонических окнах», то есть в центральных, приподнятых частях горстов, совокупность которых описывается специалистами АО Приморгеология как Кузнецовское поднятие. Отметим, что гранитоиды повсеместно интенсивно метасоматизированны, с развитием каолинитизации. Плотность метасоматизированных пород менее 2 г/см³. В соответствии с этими данными гранитоидные тела рассматриваются нами, как протрузии, то есть объекты с холодным прорыванием.

Результаты исследований

С помощью анализа особенностей распространения в южной части Кемского террейна структурно-вещественных ассоциаций мезо-кайнозойского возраста, а также

пространственного распределения на его площади проявлений полезных ископаемых, были выявлены некоторые примечательные признаки минерагенической зональности. Для чешуйчато-надвигового фундамента Сихотэ-Алиня, обнажающегося в серии горстов (см. рис.1) на территории, прилегающей к перспективной Березовской площади, присутствуют геохимические ассоциации и закартированные проявления, характерные для рудных зон 3-8. В пределах собственно Березовской площади были установлены вторичные ореолы рассеяния халькофильных элементов и редкие убогосульфидные золото-серебряные проявления [4].

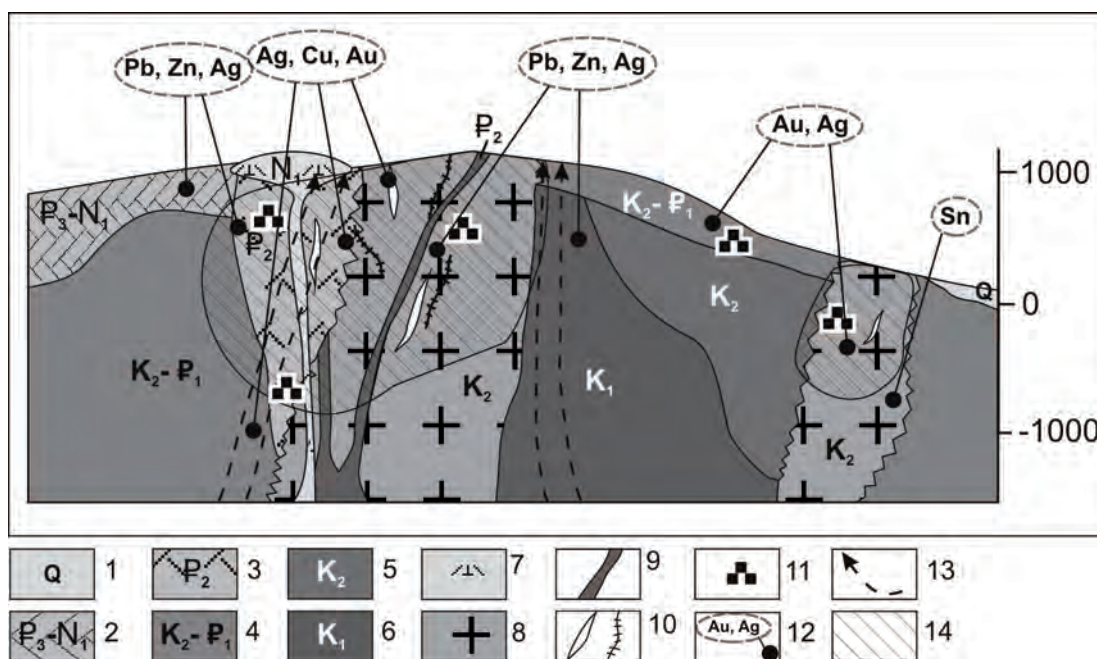


Рис. 2. Упрощенная модель зонального размещения магматических комплексов и связанных рудопроявлений юга Кемского террейна.

1 – современные отложения; 2 – олигоцен-миоценовые песчаники; 3 – палеоцен-эоценовые базальты; 4 – верхний мел-палеогеновые риолиты; 5 – верхнемеловые туфы, туфолавы риолитов; 6 – нижнемеловые песчаники, алевролиты; 7 – базальты неогенового возраста; 8 – интрузивы кислого состава; 9 – дайки риолитов кедровского комплекса; 10 – кварц-адуляровые, кварцевые жилы; 11 – сульфидизация; 12 – рудная минерализация; 13 – вероятное движение протрузий; 14 – зона метасоматоза.

Посторогенные поднятия в пределах Кемского террейна связаны, вероятно, с продолжающейся к настоящему моменту субдукцией тихоокеанской плиты под восточную окраину Азии. На этом фоне возможны и локальные причины, связанные с изостатическим поднятием метасоматически разуплотненных интрузивов или их менее плотных кварцевых разностей [5].

Выводы

Исходя из полученных данных, очевидно, что в водораздельной части исследуемой площади не вскрыты коренные источники золото-серебряного оруденения, что требует продолжения дальнейшего изучения территории. Установленные особенности распределения минерализации Кемского террейна предполагают дифференцированный подход к организации на территории региональных геохимических работ, учитывающих пост-палеоценовую тектонику.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России:** в 2 кн. / под ред. А.И. Ханчука. Владивосток. Дальнаука, 2006. С. 161-185.
2. **Sillitoe R.H.** Porphyry copper systems / *Economic Geology*. 2010. Vol. 105. No 1. P. 3–41.

3. **Хомич В.Г., Борискина Н.Г.** Предпосылки обнаружения скрытой Au-Mo-($\pm$ Cu)-порфировой минерализации в Покровском рудном поле (Гонжинский район, верхнее Приамурье) // Успехи современного естествознания. 2018. № 6. С.125-130.

4. **Горобейко Е.В., Шевырев С.Л., Ивин В.В.** Дистанционный мониторинг при исследовании локальных рудоносных палеогидротермальных систем вулканических поясов (на примере северного Приморья) // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер.: Геология. 2017. № 3. С. 88-92.

5. **Shevyrev S.** Neotectonics, remote sensing and erosion cut of ore-controlling structures of the Mnogovershinnoe gold-silver deposit (Khabarovsk Krai, Russian Far East) / Ore Geology Reviews. 2019. Vol. 108. С. 8-22.

ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ РЕСПУБЛИКИ БУРЯТИЯ

Н.Г. Дмитриева

*Байкальский институт природопользования СО РАН, г. Улан-Удэ,
e-mail: Nbv984@yandex.ru*

Бурятия занимает удобное экономико-географическое положение в центре азиатской части России, на важнейших путях общероссийского и мирового значения. Одним из основных приоритетных направлений стратегического развития республики является освоение месторождений полезных ископаемых и их использование. На территории Бурятии разведано более 700 месторождений различных полезных ископаемых, более 600 учтены государственным балансом России и территориальным балансом Республики Бурятия [3].

В перечне стратегических видов минерального сырья находятся 7 месторождений вольфрама, 13 – урана, 4 – полиметаллов, по 2 – молибдена и бериллия, одно – олова, несколько месторождений медно-никелевого и алюминиевого сырья.

В республике находится 48% балансовых запасов цинка и 24% свинца Российской Федерации, сосредоточенных в разведанных крупных комплексных колчеданно-полиметаллических месторождениях – Холоднинском и Озерном. Выявлены и оценены также средние по размерам, но с высоким качеством руд месторождения – Назаровское золото-цинковое и Даваткинское свинцово-цинковое.

Из нерудных полезных ископаемых, прежде всего, выделяются запасы сырья для производства калийных бесхлорных и фосфорных удобрений, плавикового шпата (8 месторождений), асбеста, ряд месторождений нефрита, графита и цеолитов. Высока обеспеченность республики запасами сырья для производства строительных материалов. В районе формирования Еравнинского рудного района к настоящему времени открыто и в равной степени изучены месторождения и проявления различных видов минерального строительного сырья. В их числе 6 месторождений известняка, 4 – кирпичных глин, 5 – гранитоидов, 5 – песчано-гравийного материала, единичные – облицовочного калия, минеральных охр перлита, строительного песка, тугоплавких глин.

Балансовые запасы флюорита способны обеспечить нужды металлургических предприятий Сибири и Дальнего Востока в кусковом флюорите.

Поделочный камень нефрит, которого в Республике Бурятия содержится более 90% от российских балансовых запасов, а также изделия из него особенно востребованы в странах Юго-Восточной Азии. В республике представлены 2 разновидности камня – зеленого и, более ценного, белого цвета. В развитии добычи нефрита существует 2 проблемы:

– высокая степень криминализации;

– высокая степень монополизма покупателя, в качестве которого в основном выступает Китай.

Данные проблемы требуют разработки государственной региональной программы развития добычи и переработки нефрита.

Топливо-энергетические ресурсы представлены 10 месторождениями бурого и 4 месторождениями каменного угля, балансовых запасов данных месторождений хватит на сотни лет для обеспечения потребностей топливно-энергетического комплекса Бурятии и близлежащих регионов.

В настоящее время в Бурятии ведется разработка месторождений рудного и россыпного золота, нефрита, каменного и бурого угля, урана, свинца и цинка, вольфрама, плавикового шпата, кварцитов, доломитов, известняков и доломитов, строительных материалов. Разрабатываемое Хиагдинское месторождение урана является одним из самых перспективных в России (запасы природного урана оцениваются в 39337 тыс. т.). Основные факторы реализации потенциала Республики Бурятия по добыче полезных ископаемых представлены в табл.1.

Таблица 1

Основные факторы реализации потенциала Республики Бурятия по добыче полезных ископаемых

Добыча полезных ископаемых	Перспективные месторождения	Благоприятные факторы для реализации потенциала
Окинский район	Зун-Холбинское, Коневинское (золото) Ботогальское (графит) Хара - Жалгинское, Оспинское (нефрит)Харанурское (фосфориты)	Не имеет экологических ограничений по закону о сохранении оз. Байкал; большие запасы золота (75,5% от запасов республики); запасы графита составляют 6 млн т; широкий спектр применения и высокая ликвидность и качество полезных ископаемых; развивающаяся транспортная инфраструктура; занятость в этой сфере большей части населения
Муйский район	Ирокиндинское, Кедровское (золото) Молодежное (хризотил-асбест)Голубинское,Бромское (нефрит)	Не имеет экологических ограничений по Закону о сохранении оз. Байкал; широкий спектр применения и высокая ликвидность полезных ископаемых; занятость в этой сфере большей части населения, прохождение БАМ, развитая транспортная инфраструктура
Баунтовский район	Троицкое, Верхне - Ганькинское (золото), Ауникское (бериллий), Хиагдинское (уран) Кавоктинское (нефрит), Орекитканское (молибден) Еландинское, Укшумское (бурый уголь) Мухальское, Бурульзайское (руды)	Не имеет экологических ограничений по закону о сохранении оз. Байкал; уникальные по своим запасам месторождения; высокая ликвидность и качество имеющихся полезных ископаемых; самый богатый район по минерально-сырьевым ресурсам; развитая инфраструктура
Бичурский район	Окино – Ключевское (бурый уголь)	Близость к Гусиноозерской ГРЭС; крупные запасы бурого угля; развитая инфраструктура, в том числе транспортная

Закаменский район	Холтосонское, Инкурское (вольфрам) Первомайское (молибден)	Два самых крупных месторождения вольфрама; широкий спектр применения; развитая транспортная инфраструктура; пограничное положение с Монголией
Еравнинский район	Озерное (цинк, свинец) Назаровское (цинк), Дабан - Горхонское, Талинское (уголь)	Одно из самых крупных месторождений в мире; высокое качество и ликвидность полезных ископаемых; развитая транспортная инфраструктура; не входит в экологические зоны БПТ
Кижингинский район	Ермаковское (флюориты, бериллий)	Одно из самых крупных месторождений в России; высокое качество полезных ископаемых; развитая транспортная инфраструктура

Групповое расположение многих месторождений республики создает благоприятные условия для их рационального, комплексного промышленного освоения и интенсивного воспроизводства активных запасов и прогнозных ресурсов, вовлечения их в доразведку, геолого-экономическую оценку (переоценку) и освоение запасов рудных месторождений.

Так, разработка свинцово-цинковых месторождений Озерного рудного узла имеет наибольший потенциал освоения (включено в стратегию социально-экономического развития Дальнего Востока, Байкальского региона на период до 2025 года) [2].

Здесь сосредоточено большинство месторождений и рудопроявлений. Территория размещения Озерного рудного района представляет собой наиболее привлекательный полигон для привлечения российских и иностранных инвесторов в освоение полиметаллических, урановых и железорудных месторождений с ориентацией на создание множества взаимосвязанных по ресурсам, вторичному сырью и побочной продукции горных производств.

Тем не менее, в развитии минерально-сырьевого комплекса Республики Бурятия существует ряд проблем. К числу основных относятся: ограниченность и нестабильность финансирования геологоразведочных работ, что влечет значительный спад геологического производства; высокие технологические потери при добыче полезных ископаемых, в частности золота; отсутствие реальных инвестиций в горнодобывающий сектор республики; строгие экологические требования к освоению месторождений (большая группа месторождений находится на Байкальской природной территории), также важным фактором, ограничивающим освоение месторождений полезных ископаемых республики является горный рельеф, что затрудняет транспортную доступность к большинству месторождений.

Эффективное освоение и использование месторождений полезных ископаемых – основа развития экономики Бурятии. В настоящее время в Реестре выдачи лицензий по Бурятии имеется 135 действующих лицензий на право пользования общераспространенными полезными ископаемыми [1].

ЛИТЕРАТУРА

1. **Министерство природных ресурсов Республики Бурятия** [Электронный ресурс]. – URL: <http://www.minpriroda-rb.ru/content/nedra>.

2. **Стратегия социально-экономического развития Дальнего Востока, Байкальского региона на период до 2025 года.**

3. **Яловик Г.А.** Состояние и перспективы развития минерально-сырьевой базы Бурятии // Новые и нетрадиционные типы месторождений полезных ископаемых Прибайкалья и Забайкалья: Материалы Всерос.науч.-практ.конф. Улан –Удэ: ЭКОС, 2010. С. 3-18.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ГЕНЕРАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ ПОЛИХРОННОЙ РМС ДАЛЬНЕГОРСКО-КРАСНОРЕЧЕНСКОЙ РУДОНОСНОЙ ПЛОЩАДИ (СИХОТЭ- АЛИНЬ, РОССИЯ)

О.А. Елисеева, В.В. Раткин, Г.А. Валуй

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
okaras@yandex.ru*

Абсолютное большинство Pb-Zn месторождений, ассоциированных с вещественно-структурными комплексами Сихотэ-Алинского орогенного пояса, компактно расположены в широтно ориентированной полосе Дальнегорско-Краснореченской рудоносной площади. Пространственно, в геолого-структурном плане, рудоносная площадь соответствует двум соседним террейнам. Западная часть площади, традиционно выделяемая как Краснореченский рудный район, отвечает Журавлевскому террейну, а восточная часть, в виде Дальнегорского района, – Таухинскому.

Складчатые комплексы террейнов частично перекрыты постааккреционными вулканами и прорваны интрузиями гранитоидов позднего мел-палеогенового возраста. В геологической истории площади генерализованно различают четыре эпизода магматической деятельности: поздний альб-раннесеноманский, поздний сеноман-маастрихтский, палеоценовый и эоценовый.

Поздний альб – раннесеноманский эпизод (с пиком магматической активности около 100 млн лет) связан с финальным орогенезом Сихотэ-Алинского пояса [7, 4]. Складчатость сопровождалась синорогенным магматизмом, который проявился на рудоносной площади в виде интрузий монцодиоритов Краснореченского комплекса. В объеме пояса эндогенная активность реализуется, по данным [5, 4], как внутриплитный магматизм – в результате инъекции астеносферной мантии на верхнекоровые уровни. При этом уровень контаминированности сформированных интрузивных тел верхнекоровым материалом не превышал 50% [4].

По составу интрузивы Краснореченского комплекса соответствуют породам известково-щелочной и умеренно-щелочной сериям, с высоким содержанием калия. И относятся к магнезиальному типу. Концентрация несовместимых элементов постепенно возрастает с повышением кремнекислотности пород (Rb до 233 г/т; Sr до 927 г/т; Ba до 529 г/т; Zr до 257 г/т; Y до 30 г/т; Th до 29 г/т). Породы характеризуются близкларковыми содержаниями РЗЭ ($\Sigma \text{РЗЭ} = 125\text{--}188$ г/т), ассиметричными спектрами их распределения с $(\text{La/Yb})_n = 5\text{--}11$ и европиевым минимумом ($\Delta \text{Eu} = 27\text{--}31$).

В поздний альб-раннесеноманский этап были образованы жильные касситерит-сульфидные месторождения Краснореченского района, ассоциированные с интрузиями монцитонитов.

В период с 90 до 65 млн лет в режиме субдукции Палео-Тихоокеанской плиты, был сформирован окраинно-континентальный Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс (ВСАП) [1]. Пояс перекрыл восточную часть площади. Здесь в турон-кампанское время была сформирована гигантская (до 3.5 км мощностью) толща игнимбритов и туфов риолитового состава. Одновозрастные вулканитам интрузии представлены лейкократовыми и биотитовыми гранитами Ольгинского комплекса. Sr-Nd-Hf изотопные характеристики гранитоидов указывают на их формирование в условиях парциального плавления базальтов субдуцирующей океанической плиты и верхнекорового субстрата. Доля последнего достигает 40% [6].

По составу интрузивы Ольгинского комплекса и игнимбриты соответствуют породам известково-щелочной и умеренно-щелочной серий с умеренными (основные) и высокими (кислые) содержаниями калия. Породы обогащены железом и являются в равной степени мета- и перглиноземистыми. Уровень накопления несовместимых элементов (Rb до 189 г/т; Sr до 199 г/т; Ba до 798 г/т; Zr до 210 г/т; Y до 25 г/т; Th до 22 г/т) несколько ниже, чем для пород Краснореченского комплекса. Содержания РЗЭ достигают 627 г/т, имеют ассиметрич-

ные спектры распределения $((La/Yb)_n = 7-11)$ и явно выраженные европиевые минимумы ($\Delta Eu = 20-200$).

С целью конкретизации петрогенетических особенностей пород Ольгинского комплекса проведено изучение расплавных включений в кварце игнимбритов. Наиболее распространены включения, содержащие газ, стекло и минеральную фазу. Менее распространены включения, состоящие только из газа и стекла. Наличие во включениях газовой и твердой фаз свидетельствует об относительно высокой динамике остывания и дегазации расплава. По данным изучения расплавных включений в кварце с использованием локального ионно-зондового анализа (Ярославль), показано, что отделяющийся от расплава флюид интенсивно обогащается бором в процессе флюидно-магматической дифференциации. Определены следующие параметры анатектических магматических расплавов: температура 900-950°C, давление 0.6-1 кбар, концентрация воды в расплаве до 5 мас. %. В газовой фазе расплавных включений, по данным рамановской спектроскопии, установлено присутствие CO_2 и CH_4 , в составе стекла – H_2O . Средний химический состав (в мас. %): 70.94 SiO_2 , 3.19 Na_2O , 4.92 K_2O , 14.8 Al_2O_3 , 0.66 FeO , 0.66 CaO . Для включений характерно преобладание K_2O над Na_2O (в среднем отношение $K_2O/Na_2O = 1.55$). Содержание хлора в расплаве в среднем 0.21 мас. %. Твердые фазы в расплавных включениях представлены Ba-содержащим КППШ (до 5 мас. % BaO), титанитом и роговой обманкой. Микрозондовый анализ выведенных на поверхность пластины расплавных включений и содержащихся в расплаве твердых фаз показал, что первичный расплав был сверхнормативно обогащен Al, K, Na и Ba.

Для сеноман-маастрихтского субдукционного этапа (90-65 млн лет) характерны мало-сульфидные грезейновые касситерит-кварцевые месторождения, пространственно ассоциированные с интрузиями лейкократовых гранитов кампанского возраста. В это же время было образовано уникальное скарновое бессульфидное месторождение данбуритовых руд [6].

В палеоцене (65-57 млн лет) ВСАП завершает свое развитие в режиме субдукции. Взаимодействие континентальной и океанических плит переходит в режим трансформного левостороннего скольжения. Активны вулcano-плутонические центры Дальнегорского комплекса, которые сохраняют пространственную сопряженность со структурами предшествующего субдукционного этапа. Но магматизм реализуется при участии астеносферных диапиров, прорывающих стагнированный слэб. Среди интрузий преобладают гранодиориты и роговообманковые граниты I-типа. По данным Sm-Nd изотопии, контаминированность гранитных расплавов верхнекоровым материалом оценивается на уровне от 40 до 60%. Характерная особенность палеоценового магматизма – присутствие разновозрастных гранитоидов интрузий габбро, дайковых тел ультра-основных пород и фаялитовых риолитов, которые являются индикаторами геодинамического режима деструкции слэба и инъекций астеносферного расплава в субконтинентальную литосферу Сихотэ-Алиня [5, 3].

По составу интрузивы Дальнегорского комплекса соответствуют породам известково-щелочной и умеренно-щелочной серий с высоким содержанием калия. Основные породы Дальнегорского комплекса в равной степени обогащены железом и магнием, тогда как граниты этой группы в основном являются железистыми. Концентрация несовместимых элементов достигает для Rb 164 г/т, для Sr 628 г/т, для Ba 829 г/т, для Zr 215 г/т, для Y 43 г/т, для Th 21 г/т. Содержаниями РЗЭ варьируют от 82 г/т до 873 г/т, имеют асимметричные спектры распределения $((La/Yb)_n = 5-9)$ и явно выраженные европиевые минимумы ($\Delta Eu = 21-308$).

Термобарогеохимическими исследованиям установлено, что граниты Дальнегорского комплекса формировались при температуре 800-850°C и давлении 0.7-0.9 кбар, содержание воды в расплаве не более 3.5%. Проведенные исследования полностью раскристаллизованных включений показали, что они типичны для магматических расплавов кислого состава. Средний химический состав (в мас. %): 74.06 SiO_2 , 2.80 Na_2O , 4.37 K_2O , 13.13 Al_2O_3 , 0.84 FeO , 0.92 CaO . Для большинства включений характерно преобладание K_2O над Na_2O (в среднем отношение $K_2O/Na_2O = 1.61$). В составе расплавных включений среди кристаллических фаз присутствуют мусковит и полевой шпат. Содержание хлора в расплаве в среднем 0.36 мас. %.

Включения в вулканитах Дальнегорского комплекса представлены в виде стекла с газовым пузырем. Средний химический состав (в мас. %): 72.68 SiO₂, 2.28 Na₂O, 5.67 K₂O, 14.36 Al₂O₃, 0.27 FeO, 0.47 CaO. Для большинства включений характерно преобладание K₂O над Na₂O (в среднем отношение K₂O/Na₂O = 2.49). Содержание хлора в расплаве – 0.13 мас. %. В газовой фазе установлен только метан. В кварце риолитов из обломков в эруптивных брекчий завершающей фазы вулканизма обнаружены раскристаллизованные включения. Кристаллические фазы представлены как натриевым полевым шпатом, так и калиевым. Химический состав расплава варьирует от риодацита до трахита при средних значениях (в мас. %): 65.95 SiO₂, 3.89 Na₂O, 7.11 K₂O, 17.79 Al₂O₃, 0.98 FeO, 1.06 CaO, 0.1 TiO, 0.01 MnO, 0.05 MgO. Для большинства включений характерно преобладание K₂O над Na₂O (в среднем отношение K₂O/Na₂O = 1.83). Содержание хлора в расплаве – 0.06 мас. %. В газовой фазе установлена CO₂.

С формированием диорит-гранодиорит-гранитных интрузий дальнегорского этапа палеоценового возраста сопряжены абсолютно все месторождения Pb-Zn жильных и скарновых руд Дальнегорского района.

В эоцене устойчиво реализуется трансформное взаимодействие континентальной и океанической плиты, но, в отличие от дальнегорского этапа, – уже в режиме правостороннего проскальзывания [2]. Формируются поля вулканитов богопольского комплекса, структурно разобщенные с центрами магматизма позднего мел-палеоценового возраста. Для комплекса характерен кислый и ультракислый состав пород при преобладании в составе щелочей K₂O. Для интрузий гранитоидов характерны высокие содержания крупноионных элементов. Соотношения РЗЭ (ΣРЗЭ – 130-190 г/т) отвечают типично верхнекоровым, при значениях (La/Yb)_n = 3-10 и значениях Eu/Eu* в интервале 0.1-0.7 [5].

По результатам термометрических исследований субвулканических фаз богопольского комплекса (порфировидные граниты) установлены следующие параметры расплава: температура 750-830°C при давлении 1 кбар, концентрация воды – до 7 мас. %. Средний химический состав (в мас. %): 75.37 SiO₂, 3.88 Na₂O, 4.18 K₂O, 10.69 Al₂O₃, 0.67 FeO, 0.26 CaO. Для большинства включений характерно преобладание K₂O над Na₂O (в среднем отношение K₂O/Na₂O = 1.09). Содержание хлора в расплаве в среднем 0.1 мас. %, а содержание фтора достигает 3.51 мас. %. Твердые фазы в расплавных включениях представлены флюоритом и биотитом.

С формированием эоценового вулcano-плутонического комплекса связаны многочисленные проявления жильных флюоритовых руд и малосульфидные Au-Ag рудопроявления в Дальнегорском и Краснореченском районах.

Представляется, что определяющим фактором высокой сульфидоносности позднего альб-раннесеноманского и палеоценового этапов развития рудоносной территории является, вероятно, масштабное участие в верхнекоровом магмо- и рудообразовании насыщенных серой инъекций астеносферной мантии, реализованное в условиях трансформной континентальной окраины.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России.** Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука. 2006. 981 с.
2. **Голозубов В.В., Донг У Ли, Касаткин С.А., Павлюткин Б.И.** Тектоника кайнозойской Нижнебикинской угленосной впадины (Северное Приморье) // Тихоокеанская геология. Т. 28. № 3. С. 74-89.
3. **Казаченко В.Т., Ханчук А.И., Лаврик С.Н., Перевозникова Е.В.** Флогопит-оливиновые породы Таухинского террейна юго-восточного Сихотэ-Алиня // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 5. С. 330-345.
4. **Крук Н.Н., Гвоздев В.И., Голозубов В.В., Крук Е.А., Касаткин С.А., Орехов А.А., Руднев С.Н.** Раннемеловые гранитоиды южной части Журавлевского террейна (Сихот-

Алинь): особенности состава и источники расплавов // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы IV Всероссийской конференции с международным участием. Владивосток. 2018. С. 174-176.

5. Grebennikov, A. V., Khanchuk, A. I., Gonevchuk, V. G., Kovalenko, S.V. Cretaceous and Paleogene granitoid suites of the Sikhote-Alin area (Far East Russia): Geochemistry and tectonic implications // Lithos. 2016. 261. P. 250-261.

6. Jahn B.-M., Valui G., Kruk N., Gonevchuk V., Usuki M., Wu J.T.J. Emplacement ages, geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic characterization of Mesozoic to early Cenozoic granitoids of the Sikhote-Alin Orogenic Belt, Russian Far East: crustal growth and regional tectonic evolution // Journal of Asian Earth Sciences. 2015. 111. P. 872–918.

7. Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N. The Sikhote-Alin orogenic belt, Russian South East: Terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data // Journal of Asian Earth Sciences. 2016. 120. P. 117-138.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ В ПРЕДЕЛАХ КОШКИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (О. ШУМШУ, БОЛЬШАЯ КУРИЛЬСКАЯ ГРЯДА)

П.С. Жегунов, Н.В. Черкашина, И.В. Зюзюкин, Ю.Ю. Юрченко

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
г. Санкт-Петербург, e-mail: Pavel_Zhegunov@vsegei.ru*

В пределах Курильской островодужной системы широко распространены проявления золото-серебряной минерализации, среди которых наиболее значительными и изученными на данный момент являются месторождения Прасоловское (о. Кунашир) и Купол (о. Уруп). Рудные тела указанных месторождений сопровождаются ореолами вторичных кварцитов, аргиллизитов и пропилитов, которые зачастую сами являются золотоносными. Вопрос рудоносности подобных гидротермально-метасоматических образований (ГМО), развитых на островах северной группы Большой Курильской гряды (БКГ), изучен слабо, на фоне чего представляют интерес известные проявления золото- и сереброносных вторичных кварцитов и аргиллизитов, в частности, Кошкинского рудного поля (о. Шумшу).

Геолого-съемочные работы с элементами поисков на о. Шумшу проходили в пределах известного ранее Кошкинского рудного поля (РП) [1, 2, 3, 5]. Рудное поле, объединяющее в себя пункты минерализации Морской, Океанский и Озерный, открыто и изучено В.Е. Бевзом в 1968 г. в ходе геологического картографирования масштаба 1:200 000 [5]. Позднее, В.Ф. Евсеевым с коллегами [3], на данных пунктах минерализации были установлены повышенные содержания Au и Ag, уточнены благоприятные металлогенические факторы локализации благороднометалльной минерализации: развитие рудоносных метасоматитов, контролируемых разломами, шлиховые ореолы сфалерита, галенита, первичные литохимические ореолы и точечные геохимические аномалии золота и серебра, потоки рассеяния и биохимические ореолы серебра.

Кошкинское РП расположено в северной части острова, в междуречье р.р. Кошкина-Озерная, и приурочено к Озерновской вулканотектонической структуре, осложненной системой сбросово-сдвиговых разрывных нарушений северо-восточного и северо-западного простирания. В пределах исследуемого участка, как и всего о. Шумшу, распространены миоцен-плиоценовые породы округловского вулканического андезитового комплекса. Неизмененные и слабоизмененные породы округловской свиты представлены туфоалевролитами, туффидами, псефитовыми, лапиллиевыми и агломератовыми туфами, редкими потоками андезитов. С вулканогенно-осадочной толщей округловской свиты генетически связаны субвулканические образования: штоки, дайки, силлы андезитов и кварцевых диорит-порфиритов, дайки базальтов. Залегание пород округловского комплекса в пределах участка нарушено серией субширотных (265°-305°СЗ) крутопадающих (80-90°) дизъюнктивных нарушений. С зонами дробления, шириной до 10-50 м, связана гидротермально-метасоматическая переработка пород

округловского комплекса с образованием кварц-светлослюдистых метасоматитов (вторичные кварциты, аргиллизиты) и пропилитов. Для ГМО наблюдается зональность следующего вида:

1. Внешняя зона представлена пропилитами карбонат-хлорит-альбит-кварцевой ассоциации. *Пропилиты* – породы серовато-зеленые, со скрыто- мелкокристаллической структурой, массивной, пятнистой, миндалекаменной текстуры. Породообразующие минералы – кварц (30-50%), хлорит (20-30%), альбит (10-20%), карбонат (5-10%), минералы группы каолинита и смектиты (до 5%). Содержат рассеянную вкрапленность пирита (до 5-15%) и редкие зерна халькопирита.

2. Внутренняя зона, приуроченная к осевым частям разрывных нарушений, сложена вторичными кварцитами и аргиллизитами. *Аргиллизиты* – породы желтовато-белого цвета, скрыто-тонкозернистой равномернозернистой, иногда порфировластовой, по взаимоотношению минеральных индивидов – гранолиподластовой структуры, часты реликтовые бластопсаммитовые, бластоалевритовые структуры. Текстура породы пятнистая, пористая с элементами прожилковой. Поры размером до 2-3 мм, выполнены минералами групп каолинита и смектитов, пиритом. Главные породообразующие минералы – кварц (35-45%), минералы групп каолинита и смектитов (45-60%), пирит (от первых % до 30%). *Вторичные кварциты* – породы желтовато-серого цвета неравномернозернистой скрыто-мелкозернистой, по взаимоотношению минеральных индивидов – гранобластовой и липидогранобластовой структуры. Текстуры породы: массивная, пятнистая, пористая, прожилковая, брекчиевая. Породообразующие минералы – кварц (50-80%), минералы группы каолинита и смектитов, (10-30%), серицит (10-15%), пирит (до 5-20%), редкие зерна халькопирита. Рудная минерализация в кварц-светлослюдистых метасоматитах представлена прожилками (0,01-0,06 м) и вкрапленностью пирита, халькопирита, сфалерита, галенита, арсенопирита, реже реальгара, аурипигмента, рутила, в единичных случаях устанавливаются самородный мышьяк, айкинит, калаверит и редкие сульфосоли свинца – геттардит, фюльппит [1, 2, 3]. С участками наиболее сильной метасоматической проработки связаны кварцевые жилы. Нами задокументирована и опробована кварцевая жила мощностью 0,25-0,5 м с полисульфидной минерализацией состава: пирит, сфалерит, галенит и стибнит. Содержание сульфидов невыдержанное, колеблется от 1-2% до 5-10%. В штучных пробах, отобранных из данной жилы, установлены максимальные содержания золота и серебра (методом ААС): 2,33 г/т и 220 г/т, соответственно.

Анализ содержаний редких элементов для 33 штучных проб (метод ICP-MS) проводился на базе ЦЛ ФГБУ «ВСЕГЕИ». В пробах из различных зон ГМО и рудных жил установлены повышенные содержания для элементов (в %): As <0,90, Sb <0,35, Mo <0,30, Ba <0,07. Содержания золота составляют от 0,01 до 2,33 г/т, серебра от 0,08 до 220 г/т. По данным предыдущих исследований [1, 2, 3] в штучных пробах встречаемость золота 74,8% при содержании 0,001-3,0 г/т, встречаемость серебра 79,3% при содержании 0,1-100 г/т. Единичные сколковые пробы и штучные содержат золота до 13,4 г/т, серебра 2095,2 г/т [2], а по данным АО «Дальневосточное ПГО» СахГРЭ до 50,8 г/т и 2095 г/т, соответственно.

Для определения геохимических особенностей ГМО, проведен статистический анализ и рассчитаны кларки концентрации химических элементов. Факторный анализ показал, что на долю первых двух факторов приходится 49% общей изменчивости. По первому фактору (вес 34%) разделяются литофильные элементы от элементов халькофильной (рудной) группы: значимыми положительными факторными нагрузками и тесной корреляционной связью характеризуются компоненты Bi, Sn, Mo, Cr, Pb, Hg, Ag, Sb, Au с заметно выбивающимся As, антагонистами им выступили U, Y, Co, Pd, Sr, Pt, Yb, V, Ti, Th, Zr, Hf. Второй фактор (вес 15%) имеет положительные коэффициенты факторной нагрузки As, Cs, Ba, Rb и отрицательные для Bi, Sn, Pd, Sr, Ce. Вероятно, второй фактор можно объяснить различием пород протолита: элементы, характерные для кислых пород (Rb, Ba, Cs), противостоят элементам-примесям основных пород (Pd, Sr). Для рудной ассоциации элементов отмечается тренд по направлению от Bi, Sn, Mo к Au и Sb, что можно интерпретировать минералогической стадийностью отложения, обусловленной постепенным падением температуры кристаллизации и эволюцией состава растворов. Мышьяковистая же минерализация, по-видимому, является наложенной и не связана с Au-Ag-полисульфидной ассоциацией. Для элементов Au, Ag, Pb, Hg, Sb, была выявлена тесная регрессионная связь, проиллюстрированная на графиках (рис. 1). По результатам химических исследований оценена металлогеническая специализация ГМО

Кошкинского РП. Для этого из выборки были исключены аномальные значения, а затем содержания химических элементов были нормированы на средние содержания элементов в средних породах по данным требований к геохимической основе [4]. С помощью кларков концентрации для разновидностей ГМО выделены следующие геохимические ассоциации химических элементов (табл. 1).

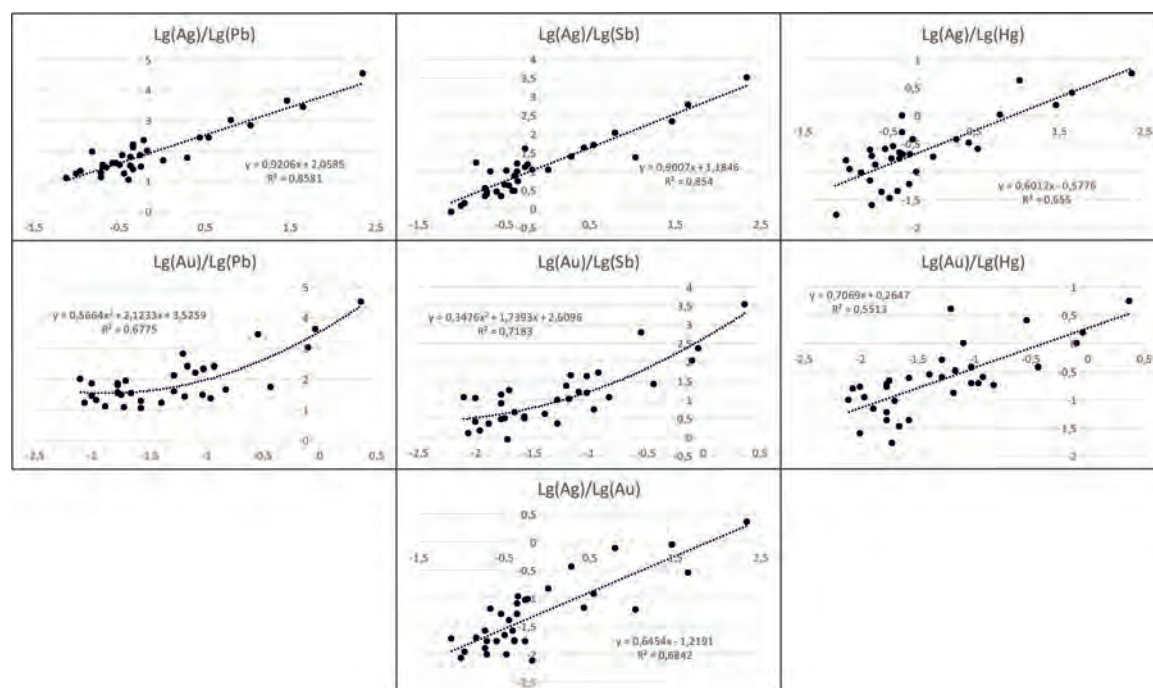


Рис. 1. Регрессионная зависимость логарифмов содержаний элементов-примесей.

Таблица 1

Геохимические ассоциации химических элементов в ГМО Кошкинского РП

Название породы	Геохимические ассоциации и уровни накопления химических элементов-специализация (кларки концентрации - Кк)		
	Кк>1,5 (накопление)	1,5>Кк>0,7	Кк<0,7 (дефицит)
Пропилиты (5 проб)	As ₂₉ Sb _{19,7} Ag _{18,7} Pd _{15,8} Au _{3,9} Pb _{2,6}	Bi _{1,5} Ti _{1,3} (Ga,Cs) _{0,8}	(Co,Pt,Mo,Y) _{0,7} Sr _{0,6} Hf _{0,4} (Zr,Sn) _{0,3} (Ba,W) _{0,2} (Rb,Nb,U) _{0,1}
Аргиллизиты (5 проб)	Pd _{245,1} As _{28,6} Sb _{12,5} Ag _{10,8} Bi ₈ Au _{3,7}	(Pb,Ti) _{1,5} (Co,Mo) _{1,2} Pt _{1,1} Ga _{0,9}	Y _{0,7} Cs _{0,6} (Sr,Hf) _{0,5} Zr _{0,4} (Sn,W) _{0,3} Ba _{0,2} (Cr,Rb,Nb,Th,U) _{0,1}
Вторичные кварциты и кварцевые жилы (23 пробы)	As _{406,3} Ag _{269,9} Sb ₂₄₇ Pd _{58,9} Au ₃₀ Pb _{28,3} Bi _{11,9} Mo _{4,8} Cs _{1,6}	Ti _{1,1} Ga _{0,8}	Sn _{0,8} (Pt,W,Y) _{0,6} Co _{0,5} (Ba,Hf,Zr) _{0,4} (Cr,Rb,Sr,U) _{0,2} (Nb,Th) _{0,1}

Исследование проведено в рамках работ по объекту ФГБУ «ВСЕГЕИ» Создание комплектов государственных геологических карт масштаба 1:1000 000 (3-е поколение) листов М-56, 57 (1-3 этапы) (Государственное задание Федерального агентства по недропользованию от 30.12.2016 № 049-00012-17-00).

ЛИТЕРАТУРА

1. Буряк В.А., Науменко Б.А., Роготнев Г.Н. Золото Сахалина и Курильских островов. Южно-Сахалинск, Сахалинское книжное издательство, 2002. 84 с.
2. Евсеев В.Ф., Шейко В.Т., Ковтунович П.Ю. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Курильская. Листы М-56-XII, XVII, XVIII,

XXIV; М-57-VII, XIII (о. Парамушир), М-56-XXXIII, XXIX (о. Онекотан), М-56-XXVIII, XXIX, XXXIV, XXXV (о. Шиашкотан), М-56-XXXIII, XXXIV; L-56-III, IV (о. Матуга), L-56-II, III, VII, VIII, IX (о. Симушир). Объяснительная записка. СПб, Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2001. 123 с.

3. **Кемкина Р.А., Кемкин И.В., Маслеев А.В.** Сурьмяная минерализация золото-серебряного проявления о. Шумшу (Курильские острова) // Материалы пятой Всероссийской молодежной научно-практической школы-конференции, 2018. С. 141-143.

4. **Требования к геохимической основе Государственной геологической карты Российской Федерации** масштаба 1:1 000 000 (новая редакция). М., ИМГРЭ, 2005. 40 с.

ФОНДОВЫЕ МАТЕРИАЛЫ

1. **Бевз В.Е., Смирнов И.Г., Роготнев Г.Н. и др.** Геологическое строение и полезные ископаемые о.о. Парамушир и Шумшу. Южно-Сахалинск, 1969.

ПЕРВЫЕ СВЕДЕНИЯ О ВОЗРАСТЕ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ УНГЛИЧИКАН (МОНГОЛО-ОХОТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС)

А.Ю. Кадашникова¹, А.А. Сорокин¹, А.В. Пономарчук², А.В. Травин², В.А. Пономарчук².

¹ *Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г.Благовещенск,
e-mail: askad7497@mail.ru*

² *Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск*

Монголо-Охотский складчатый пояс является одной из главнейших структур Центральной и Восточной Азии. Длительная история его формирования сопровождалась аккреционными и коллизионными процессами, а так же образованием рудных месторождений, как в пределах пояса, так и его континентального обрамления. Вплоть до недавнего времени, изотопно-геохронологическая изученность большинства этих рудных проявлений оставалась слабой, что существенно затрудняло корреляцию тектонических, магматических и рудообразующих процессов. И, в первую очередь, это относится к рудным объектам в восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса, геохронологические данные, для которых имеются в весьма ограниченном объеме.

В данной работе приведены результаты исследования гидротермальных рудных метасоматитов золоторудного месторождения Унгличикан.

Месторождение Унгличикан находится в восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса наряду с такими золоторудными месторождениями, как Токур, Сагур, Маломыр, Албын, Ворошиловское и др. (см. обзор в [1, 4, 7]). Оно входит в состав Харгинского рудного поля и расположено в пределах Селемджино-Кербинской структурной зоны [1, 4] или одноименного террейна аккреционного клина [5].

Месторождение Унгличикан расположено в поле развития метаморфических пород позднекаменноугольной златоустовской свиты, прорванных дайками диоритовых порфириров селитканского интрузивного комплекса [1]. Златоустовская свита (по [1]) сложена кварц-серицитовыми, часто углеродсодержащими сланцами, эпидот-актинолит-альбитовыми, кварц-эпидот-хлоритовыми, хлорит-актинолит-кварц-альбитовыми, мусковит-кварц-альбитовыми сланцами, метапесчаниками, филлитизированными глинистыми сланцами, metabазальтами, мраморизованными известняками. Общая мощность свиты превышает 1600 м. Характерным признаком свиты является наличие углеродсодержащих сланцев. Представления о позднекаменноугольном возрасте свиты основываются на споро-пыльцевом комплексе, характерном для визейского-московского веков.

Оруденение приурочено к зоне Унгличиканского разлома шириной более 400 м северо-восточного простиранья с падением на север под углами 65-85° [1]. Месторождение представляет собой серию сопряженных с этим разломом субпараллельных зон брекчированных гидротермально измененных пород, несущих золото-шеелитовое оруденение, мощностью от 0.1 до 2 – 10 м и протяженностью около 2 км.

Наиболее изученными являются Хабаровская, Северная, Южная, Шеелитовая, Милонитовая, Центральная, Брекчиевидная, Леоновская рудные зоны. Они имеют лентовидную форму и по морфологическому типу и относятся к минерализованным тектоническим зонам, выполненным милонитами и катаклазитами, замещенными рудно-метасоматическими образованиями. В пределах этих зон установлено более 30 рудных тел [1]. Последние сложены золотосодержащими обогащенными углеродом брекчиевидными кварц-золото-сульфидными, кварц-серицит-адуляровыми, кварц-карбонат-альбитовыми, кварц-карбонат-сульфидно-сульфосольными метасоматитами. Околорудные изменения выражены в окварцевании, карбонатизации, альбитизации, сульфидизации. Среди сульфидов, содержание которых составляет 3-5%, преобладают шеелит, арсенопирит, пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, антимонит [1]. Текстуры руд полосчатая, брекчиевая, реже отмечаются прожилковые и вкрапленные руды [2]. Распределение оруденения по простиранию рудных зон крайне неравномерное.

Для установления возраста проявления гидротермальных процессов, нами были проведены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологические исследования рудных метасоматитов Хабаровской зоны методом ступенчатого прогрева в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск). Методика исследований опубликована в работах [3, 6].

Результаты проведенных исследований сводятся к нижеследующему.

1. Возраст адуляра из кварц-серицит-адулярового рудного метасоматита (обр. АК-70) при расчете по плато (80% выделенного ^{39}Ar) составляет 140 ± 3 млн лет.

2. Возраст адуляра из кварц-серицит-адулярового рудного метасоматита (обр. АК-71-3) при расчете по плато (77% выделенного ^{39}Ar) составляет 136 ± 2 млн лет.

Полученные данные свидетельствуют о том, что возраст гидротермальных рудных процессов, приведших к формированию месторождения Унгличкан, в первом приближении, может быть оценен интервалом $\sim 140\text{--}136$ млн лет.

Авторы выражают благодарность руководству ЗАО ГК «Петропавловск», ООО «НПГФ «Регис» и А.А. Басенко за помощь в организации полевых работ и сборе материалов, а также сотрудникам лабораторий Института геологии и природопользования ДВО РАН (О.Н. Белозеровой, В.В. Глушениковой) за подготовку препаратов для геохронологических исследований.

Геохронологические исследования выполнены при поддержке Российского научного фонда (проект 18-17-00002), полевые исследования – при поддержке Комплексной программы фундаментальных исследований ДВО РАН «Дальний Восток» (проект 18-2-001).

ЛИТЕРАТУРА

1. Агафоненко С.Г., Сережников А.Н., Яшнов А.Л. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Тугурская. Лист N-53-XXX / Под ред. Махилина А.В. СПб.: ВСЕГЕИ, 2002.
2. Мельников А.В., Степанов В.А. Рудно-россыпные узлы Приамурской золотоносной провинции. Часть 2. Центральная часть провинции. Благовещенск: АмГУ, 2014. 300 с.
3. Пономарчук В.А., Лебедев Ю.Н., Травин А.В., Морозова И.П., Киселева В.Ю., Титов А.Т. Применение тонкой магнитно-сепарационной технологии в K–Ar, $^{40}\text{Ar}\text{--}^{39}\text{Ar}$, Rb–Sr методах датирования пород и минералов // Геология и геофизика. 1998. Т. 39 (1). С. 55–64.
4. Сережников А.Н., Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Третье поколение. Дальневосточная серия. Масштаб 1: 000 000. Лист N-52, Зея / Под ред. Вольского. А.С. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2005.
5. Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Сорокин А.П. и др. Геохронология, геохимия и геодинамическая позиция палеозойских гранитоидов восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса // Докл. АН. 2003. Т. 392, № 6. С. 807–812.
6. Травин А.В., Юдин Д.С., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. Т. 11. С. 1181–1199.
7. Эйриш Л.В. Металлогения золота Приамурья (Амурская область, Россия). Владивосток: Дальнаука, 2002. 194 с.

РАСТРОВАЯ ЭЛЕКТРОННАЯ МИКРОСКОПИЯ И РЕНТГЕНО-СПЕКТРАЛЬНЫЙ МИКРОАНАЛИЗ В ГЕОЛОГИИ: ВОЗМОЖНОСТИ И ПРИМЕРЫ ПРИМЕНЕНИЯ

И.И. Кемкин

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
e-mail: kemckin.ilja2014@yandex.ru*

Растровая электронная микроскопия (РЭМ) и рентгеноспектральный микроанализ (РСМА) являются одними из основных инструментов исследования вещества [3]. Растровые электронные микроскопы предназначены для получения изображений поверхности в топографическом контрасте, а также в контрасте по атомному номеру, а микроанализаторы – для проведения анализа химического состава объектов.

Растровые электронные микроскопы имеют ряд преимуществ по сравнению с любыми оптическими микроскопами:

- большая глубина резкости, что позволяет исследовать не только полированные шлифы, но и объекты с рельефной поверхностью (изломы, порошки, ткани и т.п.);
- возможность получения существенно больших увеличений. Даже на самых современных оптических микроскопах граница предельных увеличений составляет порядка $\times 2000$ крат, в то время как растровые электронные микроскопы позволяют получать увеличения до $\times 1\,000\,000$ крат;
- возможность получения более четких и наглядных контрастных изображений многофазовых образцов благодаря тому, что контраст изображения в растровых электронных микроскопах формируется в зависимости от атомного номера вещества.

Основа растрового электронного микроскопа – электронная пушка и электронная колонна, функция которой состоит в формировании остросфокусированного электронного зонда средних энергий (200 эВ-50 кэВ) на поверхности образца. Прибор обязательно должен быть оснащен вакуумной системой. В каждом РЭМ есть предметный столик, позволяющий перемещать образец минимум в трех направлениях.

Принцип действия приборов основан на использовании эффектов, возникающих при облучении поверхности объектов тонко сфокусированным пучком электронов – зондом [1]. Электроны зонда взаимодействуют с материалом образца и генерируют различные типы сигналов: вторичные электроны, обратноотраженные электроны, Оже-электроны, рентгеновское излучение, световое излучение (катодолюминесценция) и т. д. Эти сигналы являются носителями информации о топографии и материале образца. При взаимодействии электронов с объектом возникают несколько видов сигналов, каждый из которых улавливается специальным детектором.

Обычно для получения информации о структуре поверхности используются вторичные и/или отражённые (обратно-рассеянные) электроны. Контраст во вторичных электронах сильнее всего зависит от рельефа поверхности, тогда как отражённые электроны несут информацию о распределении электронной плотности (области, обогащённые элементом с большим атомным номером выглядят ярче). Поэтому обратно-рассеянные электроны, которые генерируются одновременно со вторичными, кроме информации о морфологии поверхности содержат дополнительную информацию и о составе образца. Облучение образца пучком электронов также вызывает испускание характеристического рентгеновского излучения. Анализ этого излучения позволяет определить элементный состав микрообъёма образца.

Преимущества РЭМ делают его незаменимым инструментом в ряде областей геологической науки, и это вызвано следующими причинами:

- подготовка образца непосредственно из куска породы с применением традиционных технологий изготовления полированных шлифов с небольшими модификациями;
- метод неразрушающий, в отличие от большинства других аналитических методов;
- достигается точность определения порядка $\pm 1\%$ (по основным элементам);

- могут определяться все элементы с атомными номерами выше 3 (с некоторыми различиями в правильности и чувствительности);
- пределы обнаружения достаточно низкие, чтобы во многих случаях определять примеси и следы элементов;
- время одного анализа достаточно короткое (обычно от 1 до 5 мин);
- пространственное разрешение порядка 1 мкм достаточно для решения большинства интересных задач;
- возможна быстрая смена образца, так как время смены достаточно короткое.

Образцы для микроанализа и электронной микроскопии могут быть представлены в виде аншлифов, шлифов и искусственных аншлифов (эпоксидных «шашек»), а также порошков.

Непроводящие образцы, в отличие от проводящих (металлических), обычно требуют напыления тонкого проводящего слоя для снятия заряда и экранирования падающего пучка от накопленного в объеме материала заряда. В качестве проводящих покрытий чаще всего используют углерод, золото или сплав золота с палладием. Для напыления используется напылительная установка.

РЭМ и РСМА широко используются в различных областях геологии.

Возможность получения трехмерных изображений отдельных зерен осадочных образований и их прорастаний, оценка их волокнистости и пористости позволяет использовать этот метод в области седиментологии.

Методами электронной микроскопии можно выявлять особенности микроструктуры, микростроения и характера взаимоотношений породообразующих и рудных фаз в тонкодисперсных рудах, которые определяют возможность раскрытия рудных минералов и их селективного выделения в отдельный продукт. Информация об особенностях реального строения минералов дает возможность не только определить физико-химические условия образования минералов и руд в целом, но и оценить их поведение в технологических процессах [2].

Широкие возможности применения метода в области идентификации минералов и определения их химического состава с точностью, достаточной для установления их фазовой принадлежности, выявления элементов-примесей.

Растровая электронная микроскопия позволяет выявить особенности морфологии минеральных зерен, признаки коррозии, установить их гетерогенность, в частности, обнаружить в зернах микровключения других фаз.

Высокое пространственное разрешение метода позволяет детально изучать зональности минеральных зерен. На электронном микрозонде могут определяться диффузионные профили в соответствующих системах, его высокое пространственное разрешение в этом случае является решающим фактором.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горелик С.С., Скаков Ю.А., Расторгуев Л.Н. Рентгенографический и электронно-оптический анализ. М.: МИСиС, 1994. 330 с.
2. Ожогин Д.О., Ружицкий В.В., Дубинчук В.Т. Возможности электронной микроскопии при технологической оценке тонкодисперсных руд // Значение исследований технологической минералогии в решении задач комплексного освоения минерального сырья. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2007. С. 69-73.
3. Микроанализ и растровая электронная микроскопия / Под ред. Морис Ф., Мени Л., Тиксье Р. М.: Металлургия, 1985. 392 с.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА ЛО ГАМ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ ВЬЕТНАМ): ПОЛИХРОННО-ПОЛИГЕННЫЕ УЗЛЫ Pb-Zn РУДООБРАЗОВАНИЯ

Нгуен Зуи Хынг¹, В.В. Раткин², Л.Ф. Симаненко², П.А. Игнатов¹, Чан Чонг Хоа³,
Чан Ван Зыонг³

¹ *Российский государственный геологоразведочный университет
им. Серго Орджоникидзе, г. Москва, e-mail: nguyenduyhung@hump.edu.vn*

² *Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

³ *Institute of Geological Sciences, Vietnam Academy of Science and Technology, Hanoi*

Металлогеническая зона Ло Гам на северо-востоке Вьетнама принадлежит ранний палеозой – девонской пассивной континентальной окраине квазикратона Янцзы [5]. Зона объединяет почти сотню мелких месторождений Pb-Zn руд. Все месторождения концентрируются в виде 4-х компактных рудных узлов: Чо Дьен, Чо Дон, Тай Нгуйен и На Шон [4]. Количественно преобладающий тип месторождений – постскладчатые, ассоциированные с пермо-триасовыми гранитоидами, жилы и зоны метасоматоза [4, 1]. Менее распространены доскладчатые палеозойские Pb-Zn руды пластового типа [2, 3].

Располагаются рудные узлы в виде субмеридиональной цепочки вдоль борта раннепалеозойского прогиба (трога) Фу Нгы – Тонг Ба – рифтогенной зоны в структуре раннепалеозойской континентальной окраины. Рудовмещающими, в объеме рудных узлов, являются в абсолютной доминанте морские терригенные, терригенно-карбонатные и вулканогенно-осадочные толщи раннего девона.

Все породы ранний палеозой – девонского возраста подверглись складчатости и динамотермальному метаморфизму в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Складчатые метаморфизованные комплексы девона перекрываются с угловым несогласием монотонной толщей карбон-пермских известняков платформенного типа без признаков метаморфизма.

Рудные узлы Чо Дон и Чо Дьен занимают центральное положение в субмеридиональной структуре обрамления трога Фу Нгы-Тонг Ба. Рудовмещающая толща представлена чередованием кварц-хлорит-серицитовых сланцев, слоистых глинистых доломитовых известняков и доломитов.

На месторождениях рудных узлов Чо Дьен и Чо Дон различается два типа руд: стратиформные, участвующие в складчатости, и постскладчатые жильные тела.

Пластовые тела сульфидных руд детально изучались на месторождении Ман. Представленные здесь сфалеритовые руды демонстрируют микроплочатую текстуру и совместно с вмещающими их кварц-хлорит-серицитовыми сланцами и доломитами смяты в пологие складки. Выражено микрогофрирование рудных тел, текстуры пластичного течения руд и их будинирование. Рудовмещающие сланцы не несут следов постметаморфической гидротермальной переработки: глинистые доломиты, присутствующие в виде тонких прослоев в пачке сланцев в кровле рудного тела, отвечают по изотопному составу ($\delta^{18}\text{O}=+21,8\text{‰}$; $\delta^{13}\text{C}=0,0\text{‰}$) типичным осадочно-диагенетическим образованиям. Метаморфические преобразования руд проявлены в отчетливом наложении пирита в ассоциации с метаморфогенным хлоритом на высокожелезистый (6-8 мас. % Fe) сфалерит. Изотопный состав серы сфалерита плочатых руд близок метеоритному стандарту ($\delta^{34}\text{S}=+0,7\text{‰}$).

По характеру и условиям локализации сульфидные руды пластовых тел отвечают образованиям типа седекс. Представляется, что руды формировались в придонной части подводной карбонатной возвышенности раннедевонского моря. Эндогенная активность раннедевонского рудоносного бассейна находит свое выражение в присутствии горизонтов туфогенных пород и горизонтов седиментогенных Mn руд на рудоносном уровне. В интегральном виде эндогенная активность раннедевонского этапа выражается в обогащенности осадочных пород свинцом, цинком и медью (2-2,5 кларка) [3].

На месторождениях Ман и Суок присутствуют полого залегающие линзовидные рудные тела тонкополосчатых карбонатно-сфалеритовых руд, участвующие в складчатости. В составе рудных прослоев доминирует сфалерит, который выполняет интерстиции между ромбовидными кристаллами доломита. Сфалерит имеет низкую железистость (1,1 – 3,5 мас. % Fe). $\delta^{34}\text{S}$ сфалерита $+1,1\text{‰}$. Доломит, ассоциированный со сфалеритом, изотопно облегчен ($\delta^{18}\text{O}=+11,4 \div +11,5\text{‰}$; $\delta^{13}\text{C}=-1,62 \div -2,1\text{‰}$). Учитывая данные термометрии, можно утверждать,

что кристаллизация доломита и сфалерита происходила при смешении захороненных формационных и метеорных вод, при $\delta^{18}\text{O}_{\text{фл.}}$ около 7,0‰, в условиях палеоартезианского бассейна на стадии позднего диагенеза или катагенеза пород.

Крутопадающие жилы СВ ориентировки и пологие жильно-метасоматические тела в зонах внутрисластового срыва являются постскладчатыми. Сфалерит и галенит образуют, совместно с кальцитом, цемент брекчий, облекающий обломки серицитизированных и окварцованных известняков и сланцев. Сфалерит содержит менее 2,0 мас. % Fe при относительно высоком содержании кадмия (0,27-0,5 мас. %) и индия (0,017- 0,064 мас.%). Изотопный состав серы сфалерита близок метеоритному ($\delta^{34}\text{S} = +0,3\text{‰}$). Галенит аномально обогащен висмутом (до 6,8 мас. %) и серебром (до 3,3 мас.%). Формирование жильных руд происходило, по данным изучения газовой-жидких включений в кальците, при температуре около 250-300°C. Судя по изотопной характеристике кальцита ($\delta^{18}\text{O} = +8,36\text{‰}$; $\delta^{13}\text{C} = 0,0\text{‰}$), кристаллизация жильных минералов происходила при участии ювенильных магматогенных растворов, незначительно разбавленных метеорной составляющей. Формирование руд связывается с интрузиями гранитоидов комплекса Пиа Биок пермо-триасового возраста.

На месторождениях присутствуют также субпослойные тела с высокожелезистым сфалеритом, аномально обогащенные сурьмой и серебром за счет обильных минеральных включений фрейбергита в галените. Изотопный состав серы сульфидов этих жил изотопно облегчен относительно метеоритного стандарта: $\delta^{34}\text{S}$ сфалерита = -1,7‰; $\delta^{34}\text{S}$ галенита = -3,4‰. Представляется, что эти тела являются результатом мобилизации и переотложения рудного вещества докладчатых руд в процессе их метаморфизма.

Рудный узел Тай Нгуйен расположен на юго-востоке зоны Ло Гам, где в раннем девоне располагался склон подводной карбонатной возвышенности с преобладанием в составе рудовмещающей толщи углеродистых сланцев и черных известняков. Промышленно значимым объектом рудного узла является месторождение Ланг Хит. Изученное рудное тело локализовано в горизонте углеродистых сланцев. Мощность рудного тела около 1 м, по простиранию оно прослежено на 200 м. Руды интенсивно будинированы, типична линейно-струйчатая текстура динамометаморфической природы. Нижний контакт рудного тела неровный, невыдержанный. Верхний – четкий ровный, без признаков гидротермальной переработки осадочных пород. По данным [5], изотопный состав серы галенита и сфалерита утяжелен относительно метеоритного стандарта, варьирует около 6-8‰. Специфика морфологии, четкий литолого-стратиграфический контроль, признаки динамометаморфизма руд, особенности изотопного состава серы сульфидов наиболее удовлетворительно согласуются с представлениями о гидротермально-осадочном происхождении изученных руд месторождения Ланг Хит.

Рудный узел На Шон отвечает раннемеловой вулканотектонической депрессии на северном продолжении трога Фу Нгы – Тонг Ба. Рудовмещающая толща представлена переслаиванием кварц-серицитовых сланцев, кварцитов, субщелочных калиевых риолитов, ортофиоров, туфов и туфобрекчий. В составе толщи присутствуют пластовые тела (протяженностью 2-3 км) магнетит-гематитовых руд, которые оценивались в 90-ые годы как самостоятельное месторождение железных руд – Тонг Ба. Складчатый комплекс раннедевонских пород прорывается телами граносиенитов предположительно позднедевонского возраста. Промышленно значимым является месторождение На Шон, где присутствуют два типа рудных тел. С одной стороны, это пластовые тела сульфидных руд (На Шон I) и, с другой стороны, – постскладчатые крутопадающие зоны жильных (прожилково-вкрапленных) руд в СЗ разломах (На Шон II).

Пластовые тела сульфидных руд были обнаружены в 60 метрах стратиграфически выше пластового тела магнетит-гематитовых руд. Изученное авторами сульфидное рудное тело мощностью около 1 м сложено пирит-халькопирит-галенит-сфалеритовым агрегатом, при участии магнетита и ильменорутила, деформировано и участвует в складчатости совместно с вмещающими сланцами. Верхний контакт рудного тела резкий. Перекрывающие тело кварц-серицитовые сланцы не отличаются ни в минеральном, ни в геохимическом отношении от обычных. Переход к нижележащим породам – постепенный. Ярko проявлена типичная для регионально метаморфизованных сульфидных руд «шариковая» текстура, с обильными овоидами биотит-кварцевого состава в микроплочатом сфалеритовом матриксе. Сфалерит низкожелезистый (1,5-3,0 мас. % Fe). $\delta^{34}\text{S}$ сфалерита (+ 10,3‰) отражает участие в рудообразовании сульфатной серы морской воды. По условиям локализации рудные тела

На Шон I соответствуют типичным регионально метаморфизованным колчеданно-поли-металлическим месторождениям типа седекс.

Крутопадающая зона прожилково-вкрапленных руд месторождения На Шон II локализована среди гидротермально переработанных эффузивов кислого состава. Рудоконтролирующая структура – правый сдвиг СЗ ориентировки. Типичен кварц-калишпат-серицитовый тип изменений вмещающих пород. Метасоматиты аномально обогащены легкими элементами редкоземельной группы. По данным [5], в метасоматитах присутствует собственный минерал церия – церианит. В спектре REE измененных пород отчетливо выражен Eu минимум, свидетельствующий о связи гидротерм с магматическим очагом, где реализовалось интенсивное фракционирование плагиоклаза [5]. В рудоносных брекчиях обломки рассланцованных и метаморфизованных ортофиоров и риолитов цементируются халькопирит-галенит-сфалеритовым агрегатом без признаков динамотермального метаморфизма руд. Галенит не содержит изоморфных элементов-примесей, но обогащен сурьмой (2400 г/т) и серебром (500 г/т) за счет мелких включений Ag-тетраэдрита. $\delta^{34}\text{S}$ галенита, по нашим данным, $+1,4 \div +1,7\text{‰}$. Сфалерит не несет следов динамометаморфических преобразований. Для него характерны низкие содержания железа (менее 2,0 мас. % Fe). Состав серы, входящей в сфалерит, близок метеоритному стандарту ($\delta^{34}\text{S} = +3,4\text{‰}$). Жильные руды месторождения На Шон II, видимо, связаны с постскладчатыми интрузиями граносиенитов, формирование которых венчает позднедевонскую коллизию.

Выводы. Рудные узлы металлогенической зоны Ло Гам проявлены как компактные центры, заложившиеся в раннем девоне и унаследованно развивавшиеся в условиях внутриплитной эндогенной активности вплоть до раннего триаса. В размещении стратиформных месторождений раннедевонского возраста проявлен отчетливый палеофациальный контроль типа оруденения. В обобщенном виде комплекс раннедевонских железорудных, марганцевых и Pb-Zn месторождений может параллелизоваться с рудоносными провинциями атасуйского типа.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Дальневосточного отделения РАН № ВАНТ19-017 (Проект «Металлогения свинца и цинка зоны Ло Гам (северо-восточный Вьетнам): генезис, геодинамический контроль рудообразования, рудный потенциал»).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Нгуен З. Х., Игнатов П.А., Нгуен М.Х.** Морфологические особенности свинцово-цинковых рудных тел в рудных полях Чодон – Чодьен Северного Вьетнама // Новые идеи в науках о Земле. 14-я международная научно-практическая конференция. М: РГГРУ. 2019. С. 24-25.
2. **Раткин В.В., Чан Ван Зыонг.** Металлогения южной окраины активизированной платформы Янцзы//Геология рудных месторождений. 1989. № 2. С. 92-98.
3. **Чан Ван Зыонг.** Геологическое строение и условия формирования полиметаллических рудных полей Северо-Восточного Вьетнама: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Баку, 1990. 21 с.
4. **Чан Туан Ань, Гаськов И.В., Чан Чонг Хоа, Неволько П.А., Фам Тхи Зунг, Фам Нгок Кан.** Минералого-геохимические особенности и условия образования полиметаллических месторождений структуры Логам северо-восточного Вьетнама // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 7. С. 817-833.
5. **Ishihara S., Tuan Anh Tran, Yasushi Watanabe, Trong Hoa Tran.** Chemical characteristics of lead-zinc ores from North Vietnam, with a special attention to the In content // Bulletin of the Geological Survey of Japan / 2010. Vol. 61 (9/10). P. 307-323.
6. **Zang GuoWei, Guo AnLin, Wang YueJun, Li SanZhong, Dong YungPeng, He DenFa, Cheng ShunYou, Lu RuKui, Yao AnPing.** Tectonic of South China Continent and its implications// Science China. Earth Sciences. 2013. V. 56. N. 11. P. 1804-1828.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ МЕЗОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА АЛДАНО-СТАНОВОГО ШИТА. НОВЫЕ ДАННЫЕ

А.В. Пономарчук¹, И.Р. Прокопьев^{1,2}, А.Г. Дорошкевич^{1,3}

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева, г. Новосибирск,
e-mail: antponomar@gmail.com

²Новосибирский национальный исследовательский государственный университет,
г. Новосибирск

³Геологический институт Сибирского отделения Российской академии наук,
г. Улан-Удэ

Мезозойская тектоно-магматическая активизация Алдано-Станового щита, обусловленная взаимодействием его с соседними подвижными структурами Монголо-Охотского и Верхояно-Чукотского складчатых поясов, сформировала обширный ареал распространения щелочных изверженных пород, отличающихся исключительным многообразием состава, форм проявления и условий залегания. Специфической особенностью мезозойского магматизма на Алданском щите является его калиевый уклон, однако отмечаются породы калий-натриевого ряда. Пространственно мезозойский магматизм проявился в ряде локальных районов в пределах Алдано-Становой субмеридиональной структуры. Именно с мезозойскими щелочными комплексами пород в пределах выделенных районов на Алданском щите связывают образование промышленных рудных объектов и крупных месторождений золота, урана, молибдена и платиноидов. Данное исследование посвящено сравнению изотопно-геохронологических и вещественных характеристик изверженных пород в различных тектонических структурах фундамента.

Центрально-Алданский супертеррейн расположен в центральной части Алдано-Станового щита. В его составе различают Нимырский и сутамский террейны, разделенные Сеймским надвигом [2]. Среди пород террейнов широко распространены ортогнейсы гранитного состава, отмечаются первично-осадочные породы.

Амгинская зона тектонического меланжа отделяет Центрально Алданский составной террейн от Западно-Алданского и Тындинского составных террейнов. Зона протягивается на 650 км при ширине от первых километров до 150 км. Структура зоны определяется широким развитием надвиговых и сдвиговых структур, ориентировка которых согласуется с простираемостью зоны. Наибольшим распространением пользуются гранито-гнейсы и тоналит-трондьемито-гнейсы. Отмечаются зеленокаменные архейские пояса и дифференцированные габбро-диорит-плагиогранитные массивы [2].

Тыркандинская зона тектонического меланжа отделяет Центрально-Алданский супертеррейн от Восточно-Алданского. Зона имеет в плане дугообразную форму и протягивается на 1650 км при ширине 50-200 км. В строении участвуют тектонические пластины, состоящие из парагнейсов и анартозитов. Пластины ограничены зонами бластомилонитов, которые, в свою очередь, прорваны телами гранитов. Формирование зон тектонического меланжа происходило в интервале 2,1-1,8 млрд лет и сопровождалось высокотемпературным метаморфизмом, вплоть до гранулитовой фации, в пределах Центрально-Алданского и Восточно-Алданского террейнов [2].

Сиенитовый массив Рябиновый в Центрально-Алданском (рис. 1) регионе считается эталонным объектом, на котором проявлены все фазы мезозойского щелочного магматизма. Данные Ar-Ar датирования ортоклаза из щелочного сиенита массива установили возраст формирования пород – 144.8 ± 1.5 млн лет [1]. Более поздние дайки лампрофиров Рябинового массива датируются интервалом 129-125 млн лет [1]. U-Pb и Rb-Sr изотопные исследования показали практически идентичный (раннемеловой-позднеюрский) возраст кристаллизации сиенитов и лампрофиров Рябинового массива – 147-120 млн лет [6]. В пределах Лебединого рудного поля (Центрально-Алданский рудный район) лампрофиры имеют близкий возраст – 132.4 ± 1.6 млн лет ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ по флогопиту, [2]). По данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования флогопита из сиенита месторождения Лунное (юго-западная часть Эльконского горста) получен возраст формирования пород – 143.1 ± 2.0 млн лет. Геохронологические исследования Ыллымахского зонально-кольцевого массива показали наличие трех эпизодов внедрения магм – 140, 130 и 125 млн лет. Наиболее ранними являются высококалиевые порфиновые породы – псевдолейци-

товые порфиры, псевдолейцитовые порфировые брекчии и нефелиновые сиениты (140 ± 1.9 млн лет $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ по флогопиту). Основываясь на геологических данных, следующими по возрасту являются малиньиты. Они располагаются в виде кольцевой зоны, между интрузивом порфировых пород и вмещающими известняками. Ещё более молодыми породами являются щелочные сиениты (131 ± 2.4 млн лет, 130 ± 1.9 млн лет $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ по полевым шпатам), слагающие крупный шток, вытянутый в меридиональном направлении и разделяющий интрузив на две части – западную и восточную. Щелочные сиениты рассеяны многочисленными дайками сельвсбергитов и щелочных гранитов 125 ± 1.9 млн лет $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ по полевым шпатам).

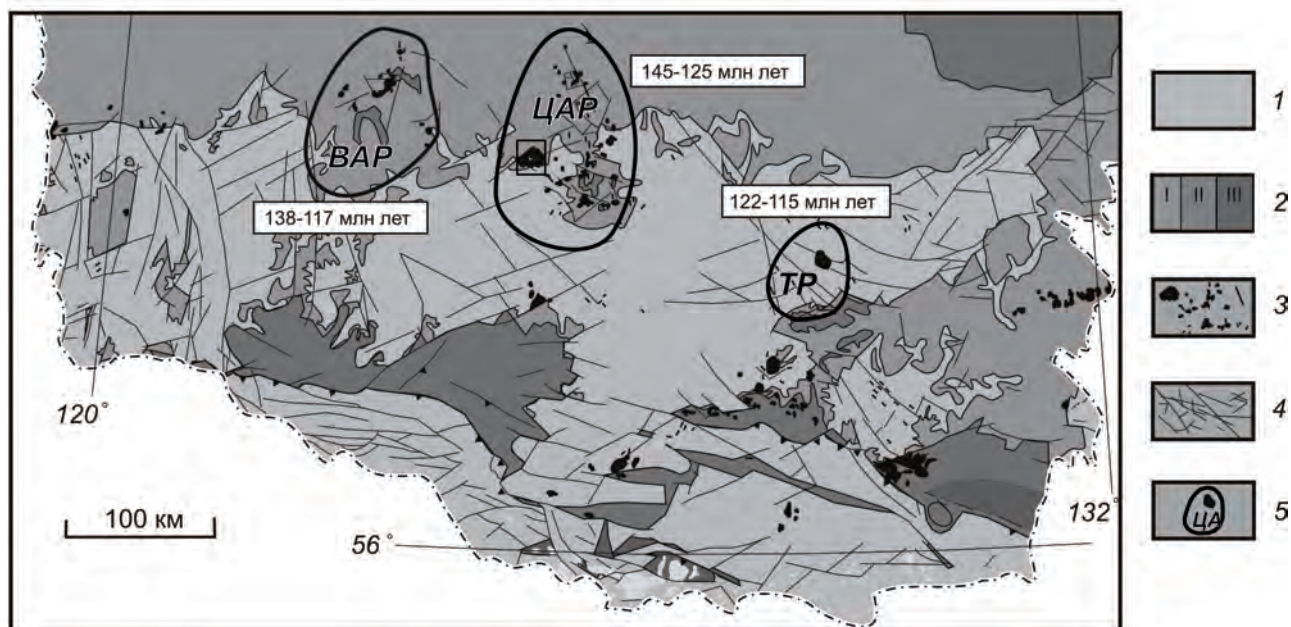


Рис. 1. Схема рудных районов в пределах Чара-Алданской металлогенической зоны Алдано-Станового щита с геохронологическими данными, рудные районы нанесены согласно [2]).

Условные обозначения: 1 – фундамент щита; 2 – породы чехла: I – протерозойские песчаники и кембрийские известняки, II – юрские песчаники, III – меловые песчаники; 3 – мезозойские магматические породы; 4 – разломы; 5 – границы рудных районов, связанных с мезозойским щелочным магматизмом: ЦАР – Центрально-Алданский, ТР – Тыркандинский, ВАР – Верхнеамгинский.

Щелочно-ультраосновной массив Инагли, согласно данным Ar-Ag датирования [4], имеет следующие рубежи формирования: кристаллизация оторочки дунитового ядра – клинопироксенитов – датируется не позднее 145.8 ± 3.2 млн лет; и образование дифференцированного щелочного кольца массива происходило в интервале 133-128 млн лет: возраст кристаллизации меланократовых сиенитов составляет 133.2 ± 2.2 млн лет, монцонит-порфиров – 130 ± 2.4 млн лет, лейкократовых сиенитов – не позднее 128.2 ± 4.4 млн лет, шонкинитов – не позднее 129 ± 1.4 млн лет. Возраст образования флогопитовой вкрапленности в дунитах составляет 136.5 ± 5.3 млн лет (по флогопиту), а возраст формирования рудных жил (по амфиболу из полевошпат-хромдиопсид-слюдяной жилы) равен 133.4 ± 1 млн лет.

Возраст щелочных пород Желтулинского сиенитового массива в Тыркандинском районе (см. рис. 1) по данным Rb-Sr и Ar-Ag датирования попадает в интервал 138-115 млн лет [5], при этом основные щелочные фазы и дайковый комплекс укладываются в достаточно узкий интервал формирования – 121-118 млн лет ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод, [5]).

По результатам $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования было определено время кристаллизации сиенитов и даек лампрофиров Верхнеамгинского щелочного массива Верхнеамгинского рудного района (см. рис. 1). Самые ранние образования представлены дайками лампрофиров возрастом 138-132 млн лет, возраст сиенитов, слагающих массив, составляет 129.15 ± 2.5 млн лет [3]. Наиболее молодые магматические образования представлены лампрофирами возрастом 117.7 ± 3.4 млн лет [3].

Мезозойский магматизм исследуемых районов укладывается в интервал 145-115 млн лет, и если в Верхнеамгинском и Центрально-Алданского районах длительность процессов сос-

тавляет 20 млн лет, то щелочной магматизм Тыркандинского района характеризуется узким диапазоном в несколько млн лет. Так же наблюдается омоложение магматизма Тыркандинского района по сравнению с Центрально-Алданским и Верхнеамгинским районами.

Работа выполнена при поддержке гранта Российского научного фонда (проект №19-17-00019.)

ЛИТЕРАТУРА

1. **Borisenko A. S., Gas'kov I. N., Dashkevich E. G., Okrugin A.M., Ponomarchuk A.V., Travin A.V.** Geochronology of magmatic processes and ore-formation in the Central Aldan gold-ore region // Intern. Symp. Large Igneous Provinces of Asia. Irkutsk, 2011. P. 38-39.

2. **Парфенов Л.М., Кузьмин М.И.** Тектоника, геодинамика и металлогения Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.

3. **Пономарчук А.В., Прокопьев И.Р., Дорошкевич А.Г., Егитова И.В., Кравченко А.А., Иванов А.И.** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст щелочных пород Верхнеамгинского массива (Алданский щит, Южная Якутия) Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов, 2019. Т. 330. № 3. С. 28–39.

4. **Пономарчук А.В., Прокопьев И.Р., Светлицкая Т.В., Дорошкевич А.Г.** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронология щелочных пород массива Инагли (Алданский щит, Южная Якутия) // Геология и геофизика, 2019. Т. 60. № 1. С. 41—54.

5. **Прокопьев И.Р., Кравченко А.А., Иванов А.И., Борисенко А.С., Пономарчук А.В., Зайцев А.И., Кардаш Е.А., Рожков А.А.** Геохронология и рудоносность Джелтулинского щелочного массива (Алданский щит, Южная Якутия) // Тихоокеанская геология, 2018. Т. 37. № 1. С. 38-51.

6. **Шатов В.В., Молчанов А.В., Шатова Н.В., Сергеев С.А., Белова В.Н., Терехов А.В., Радьков А.В., Соловьев О.Л.** Петрография, геохимия и изотопное датирование (U-Pb и Rb-Sr) щелочных магматических пород Рябинового массива (Южная Якутия) // Региональная геология и металлогения, 2012. № 51. С. 62-78.

ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ТЕЛЛУРА И УСЛОВИЯ ЕГО КОНЦЕНТРИРОВАНИЯ В РУДАХ АГИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАМЧАТКА)

Скильская Е.Д., Округин В.М.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, e-mail: wideworldscience@gmail.com

Теллур – один из самых редких элементов земной коры. В то же время это один из самых распространенных элементов в Солнечной системе (Bernad, 1984). Теллур-несущие гидротермальные кварцевые жилы – важнейшие источники теллура и богатые месторождения золота. Au-Ag-Te месторождения пользуются широкой известностью среди рудных объектов Тихоокеанского Огненного кольца – зоны перехода континент-океан. Среди них Агинское и Озерновское (Камчатка), Тейне (Япония), Эмперор (Фиджи), Акупан (Филиппины), Коромандель (Новая Зеландия), Голдфилд (США). В Восточной Европе к ним относятся Сакаримб и Байя-де-Ареш (Румыния), Зодское (Армения), Средней Азии – Кочбулак (Узбекистан), Жан-Тюбе (Казахстан). В рудах теллур концентрируется в виде самородного теллура, разнообразных теллуридов и, прежде всего, золото-серебряных. Также теллур может выступать в виде элемента-примеси в блеклых рудах. Минералы теллура характеризуются высокой неустойчивостью в условиях сильного окисления. В зонах выветривания и цементации рудных месторождений теллуриды распадаются с образованием новых минеральных форм. В рудах большинства вулканогенных золоторудных месторождений Камчатского края теллуриды относятся к числу второстепенных и редких минералов (Сергеевское, Аметистовое, Золотое, Бараньевское, Оганчинское, Родниковое, Асачинское). Исключение составляют рудные объекты Абдрахимовского и Озерновского рудных полей.

Абдрахимовское рудное поле приурочено к Агинскому палеовулкану – одной из многочисленных палеовулканических структур Центрально-Камчатского вулканического пояса. Агинское золоторудное месторождение – экономическая основа Абдрахимовского рудного поля и одно из наиболее ярких представителей золото-теллуридных месторождений не только Камчатского края, но и всего Тихоокеанского региона. Это месторождение отличается разнообразием соединений теллура и представляет собой в высшей степени благодатный для таких исследований объект. В рудах Агинского месторождения теллур диагностирован в виде собственных минеральных форм: алтаит (PbTe), гессит (Ag_2Te), петцит (Ag_3AuTe_2), калаверит (AuTe_2), креннерит (Au,AgTe_2) и сильванит ($((\text{Au,Ag})_2\text{Te}_4)$); редких интерметаллических соединений теллура: богдановит ($\text{Au}_5(\text{Cu,Fe})_3(\text{Te,Pb})$), бессмертновит ($\text{Au}_4\text{Cu}(\text{Te, Pb})$) и билибинскит ($\text{Au}_3\text{Cu}_2\text{PbTe}_2$). Значительная часть теллура была переотложена с образованием многообразных теллуридов и теллуратов, сложных оксидных соединений, содержащих в химическом составе не только Te, но и Au, Ag, Pb, Cu и Fe в различных соотношениях. Теллуриды ассоциируют с высокопробным самородным золотом (800-980), пиритом (FeS_2), халькопиритом (CuFeS_2), сфалеритом (ZnS с примесью Cd), галенитом (PbS , обогащенный иногда Se до 5-7%) и аргентитом (Ag_2S). Основная масса теллуридов рассеяна в зальбандовых частях крустификационно-полосчатых кварц-адуляровых жил [1, 3].

Алтаит – самый распространенный минерал среди теллуридов Агинского месторождения. Он образует скопления зерен голубовато-серого цвета с размерами от 50 до 200 μm . При изучении химического состава было установлено обогащение отдельных участков зерен алтаита серебром.

Гессит – второй по степени распространенности теллурид. Он чаще всего ассоциирует с золотом, алтаитом и сульфидами. Также встречается в виде небольших овальных включений в халькопирите. Некоторые зерна гессита содержат примеси Se до 1.63%.

Петцит чаще всего находится в сростании с самородным золотом, алтаитом, халькопиритом и гесситом. Часть петцита распалась с формированием электрума и гессита. По химическому составу петцит стехиометричен.

Калаверит – единственный сохранившийся теллурид золота и серебра, отмечается в виде реликтов в частично измененных первичных теллуридах. Калаверит достаточно широко распространен в рудах месторождения. Он встречается в виде собственных зерен размерами до 200 μm , сростаний с самородным золотом, теллуридами и сульфидами. По составу стехиометричен.

Сильванит и креннерит очень редкие минералы. Они, предположительно, полностью замещены вторичными новообразованиями в зоне окисления.

Сложные интерметаллиды – богдановит, бессмертновит и билибинскит встречаются повсеместно. Они замещают первичные Au-Ag теллуриды в зоне окисления рудных тел. Интерметаллиды характеризуются близостью оптических свойств, что затрудняет их диагностику с помощью оптического метода [2, 3, 4, 5]. Наибольшее их количество отмечается в рудных телах Агинское и Сюрприз на горизонтах 1160-1230 метров. Среди вторичных минералов установлено две группы: оксиды и гидрооксиды теллура, имеющие голубовато-серую окраску в отраженном свете.

В гидротермальном растворе теллур может быть транспортирован в виде водных и газовых фаз. Установлено двенадцать комплексных соединений теллура: H_2TeO_4 , HTeO_4^- , TeO_4^{2-} , Te^{4+} , HTeO_2^+ , H_2TeO_3 , HTeO_3^- , TeO_3^{2-} , Te_2^{2-} , H_2Te , HTe^- и Te^2 . H_2TeO_4 , HTeO_4^- и TeO_4^{2-} существуют только в условиях высокого Eh. Te^{4+} стабилен в кислотных средах ($\text{pH} < 0$). HTeO_2^+ , H_2TeO_3 , HTeO_3^- , TeO_3^{2-} нестабильные соединения. В растворе с нейтральной щелочностью теллур переносится в основном в форме HTe^- , Te_2^{2-} и HTeO_3^- . Te_2^{2-} доминирует с увеличением $\sum\text{Te}$ и падением температуры. В высоко-окисленном флюиде теллур переносится в форме HTeO_3^- . В восстановительных средах в форме HTe^- . По аналогии с Te_2^{2-} , самородный теллур устойчив в гидротермальном растворе при возрастании $\sum\text{Te}$ и падении температуры [7].

По данным Andreeva et al. [6] теллуриды Агинского месторождения отлагались при высоком парциальном давлении теллура и низком парциальном давлении серы из слабо солевых высокотемпературных (250-260°C) нейтральных – слабощелочных растворов. Таким образом, возможными транспортерами теллура и золота в гидротермальных растворах Агинского месторождения выступали HTeO_3^- и HTe^- .

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреева Е.Д. Au-Ag-Te минерализация Агинского месторождения (Центральная Камчатка) // Вестник ДВО, 2010. С. 148-153.
2. Некрасов И.Я. Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений. Наука, 1991. 302 с.
3. Округин В.М., Андреева Е.Д., Яблокова Д.А., Округина А.М., Чубаров В.М., Ананьев В.В. Новые данные о рудах Агинского золото-теллуридного месторождения (Центральная Камчатка) // Материалы ежегодной региональной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», 2014. С. 335-341.
4. Спиридонов Э.М. Железистый богдановит $\text{Au}_5\text{CuFe}_2(\text{Te}, \text{Pb})_2$ из зоны цементации Агинского месторождения // Новые данные о минералах, 2008. № 43. С. 143-145.
5. Спиридонов Э.М. Билибинскит $(\text{Au}_{5-6}\text{Cu}_{3-2})_8(\text{Te}, \text{Pb}, \text{Sb})_5$ зоны цементации золото-теллуридных месторождений Агинское (Камчатка) и Пионерское (Саяны) // Новые данные о минералах, 2011. № 46. С. 162-164.
6. Andreeva E.D., Matsueda H., Okrugin V.M. et al. (2013) Au-Ag-Te Mineralization of Low-sulfidation epithermal Aginskoe deposit, Central Kamchatka, Russia // Resource Geology, 2013. 63. P. 337-349.
7. Zhang, X., and Spry, P.G. (1994) Calculated stability of aqueous tellurium species, calaverite and hessite at elevated temperatures // Econ. Geology, 89. P. 1152-1166.

РОЛЬ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ КАТУГИНСКОГО РЕДКОМЕТАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАБАЙКАЛЬСКИЙ КРАЙ, РОССИЯ)

А.Е. Старикова, Е.С. Яковенко

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск,
e-mail: a_sklr@mail.ru

² Новосибирский государственный университет, Новосибирск

Катугинское месторождение, уникальное по запасам Ta-Nb-Y руд, расположено на севере Забайкальского края. Оно также содержит промышленные концентрации Zr, Ta, U, REE и криолита. Первоначально месторождение было отнесено к новому в то время типу щелочных приразломных метасоматитов, которые не имели связи с магматизмом, вмещающие руды породы были определены как сланцы и гнейсы [1 и другие]. Детальные геохимические и минералогическо-петрографические исследования, начавшиеся в начале 21 века, позволили предположить, что вмещающие руды породы являются щелочными высокофтористыми Li – содержащими гранитами А типа Катугинского комплекса [2]. Основными рудными минералами месторождения являются пироксеноид и циркон. Также типичны REE фториды (гагаринит-(Y), твейтит-(Y), иттрофлюорит, флюоцерит-(Ce)), бастнезит-(Ce), колумбит-(Fe), и криолит Na_3AlF_6 [1, 6]. Цирконы, присутствующие во всех породах массива, могут быть представлены как редкими отдельными зёрнами, так и образовывать крупные скопления (до 20 об. %). При этом цирконы, рассеянные по породе, и цирконы, образующие рудные скопления, имеют схожие U-Pb возрасты, разница которых не превышает ошибку определения (2066 ± 6 млн лет и 2055 ± 7 млн лет соответственно) [3, 4]. Геохимические и морфологические особенности цирконов [3, 5] и находки в них расплавных включений, наряду с множественными включениями захваченных

REE фаз позволили предыдущим исследователям сделать вывод о связи оруденения с поздними магматическими, либо с ранними постмагматическими процессами [3].

Положение криолита осталось до конца не уточненным. Он может встречаться 1) в виде отдельных ксеноморфных, либо изометричных зерен в гранитах; 2) в виде жил и линзовидных тел, где в ассоциации с криолитом были диагностированы кварц, темноцветные минералы (фтораннит, арфведсонит, редко эгирин) и калишпат, из рудных – REE фториды, пирохлор и бастнезит [1]. Ранее эти тела причисляли к гидротермальным образованиям [1], также была высказана идея о появлении алюмофторидного расплава на последних стадиях кристаллизации гранитов Катугинского комплекса [6]. Однако прямых доказательств той или иной гипотезы не было предоставлено.

На контакте некоторых криолитовых и кварц-криолитовых тел с вмещающими гранитами Катугинского комплекса были обнаружены зоны, практически полностью сложенные цирконом и пирохлором, с единичными зернами бастнезита-(Ce) и гагаринита-(Y). На фотографиях в катодолюминесценции (CL) диагностируется 3 разных типа цирконов (рис.1):

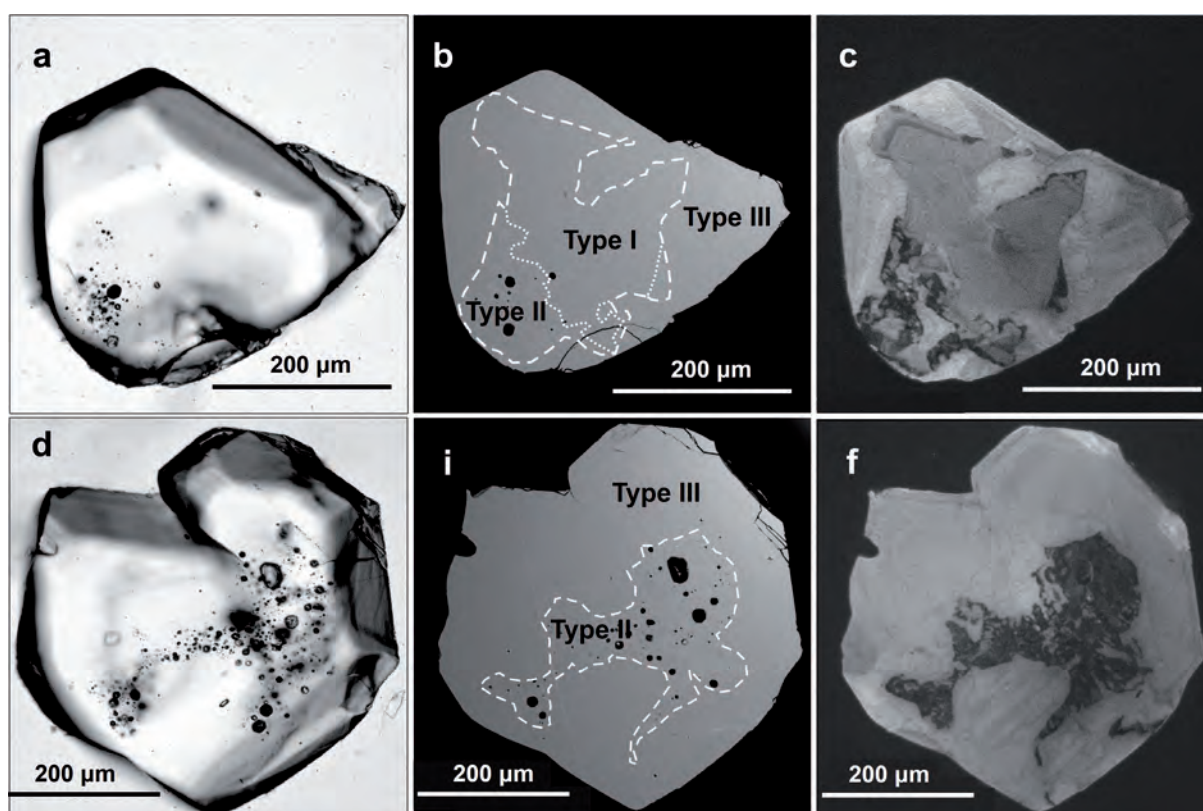


Рис. 1. Фотографии цирконов из контакта кварц-криолитовых пород в проходящем (a,d) свете, обратно-рассеянных электронах (b,e) и катодолюминесценции (c, f).

Цирконы I типа составляют центральные части зерен и на CL фото не имеют ярко выраженной зональности. Для них отмечаются незначительные вариации HfO_2 1.9-2.4 мас. %. Средние содержания Nb – 18 ppm, Li – 5 ppm, P – 80 ppm, Y – 172 ppm, Ti – 14.7 ppm. Нормированные на хондрит редкоземельные спектры цирконов можно условно разделить на 2 группы (рис.2). В первой группе наблюдается сильное обеднение LREE и наличие положительной Ce аномалии, в то время как во второй группе содержание LREE заметно выше и Ce аномалия незначительна или полностью отсутствует, это может быть связано с попаданием в зону пучка лазера микровключений REE фаз.

Цирконы II типа могут полностью слагать центральные части кристаллов, либо частично замещать I тип цирконов. Они обнаруживают сильную гетерогенность на CL фото, где на фоне темных зон выделяются более светлые участки округлой либо неправильной формы.

В составе цирконов отмечаются повышенные концентрации Y_2O_3 (0.1-1.73 мас. %) и Yb_2O_3 (0.08-0.41 мас. %), редко выявляется Er_2O_3 (до 0.37 мас. %) и ThO_2 (до 0.15 мас. %). Содержание HfO_2 меняется от 1.79 до 4.08 мас. %. Для этого типа цирконов характерно наличие многочисленных кристаллофлюидных, реже поликристаллических включений.

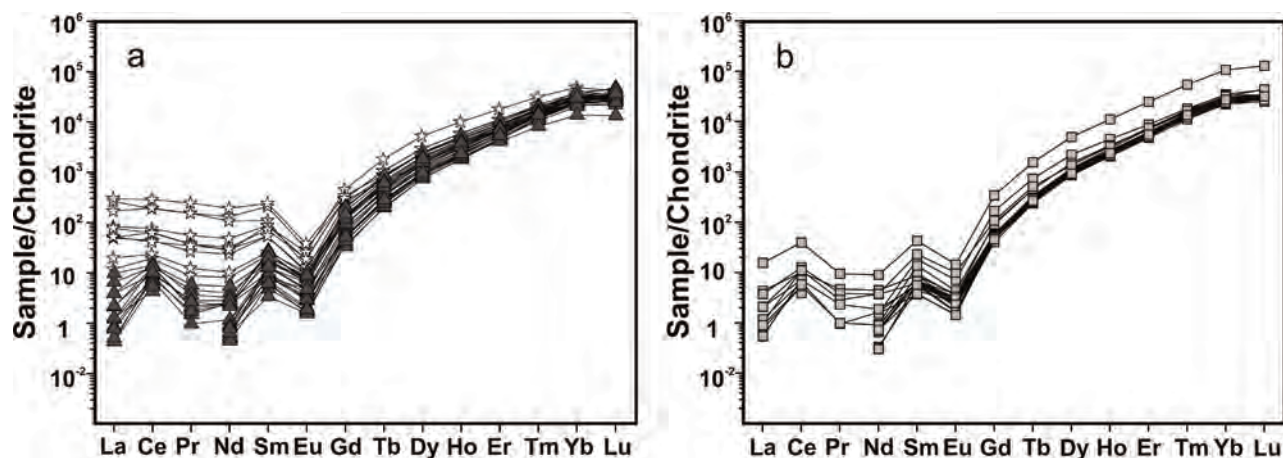


Рис. 2. Нормированные на хондрит редкоземельные спектры цирконов I (a) и II (b) типов.

Цирконы III типа обрастают цирконы I и II типов. Они характеризуется слабыми вариациями как основных, так и микрокомпонентов: HfO_2 2.18-2.66 мас. %, Nb – 13 ppm, Li – 5 ppm, P – 94 ppm, Y – 139 ppm, Ti – 16.9 ppm. Все нормированные на хондрит REE спектры имеют крутой положительный наклон от LREE-MREE к HREE и сильно выраженную положительную Ce аномалию (см. рис.2).

Цирконы I типа характеризуются более высокими содержаниями Th (9.64-38.51 ppm) и U (8.70-24.21 ppm) по сравнению с III типом (4.25-12.8 ppm и 5.02-10.69 ppm соответственно) при схожих Th/U отношениях: 0.76-2.02 для 1 типа цирконов и 0.77-1.96 для 2. Рассчитанный U/Pb возраст I типа цирконов 1923 ± 8.3 Ma (2σ ; $n=29$; $MSWD=0.85$) в пределах ошибки совпадает с возрастом III типа цирконов 1931 ± 8.3 Ma (2σ ; $n=37$; $MSWD = 1.7$). Это, вкупе с одинаковыми характерами нормированных редкоземельных спектров и близким микроэлементным составом, свидетельствует в пользу их образования в схожих условиях в рамках единого геологического процесса.

Появление II Туре цирконов, вероятно, связано с двойным процессом растворения-перетотложения. Огромное количество включений, содержащих флюидную фазу, свидетельствует в пользу того, что этот процесс происходил достаточно быстро и в присутствии флюида, по данным хромато-масспектрометрии содержащего CO_2 (73.76 отн. %), H_2O (15.24 отн. %) и N_2 (~7.92 отн. %). Широкое разнообразие кристаллических фаз во включениях и вариации их соотношений свидетельствует о крайней гетерогенности минералообразующей среды. В преимущественно твердофазных включениях можно выделить несколько основных ассоциаций: наиболее распространена кварц-криолитовая, реже встречается альбит-калишпатовая ассоциация, некоторые включения практически полностью заполнены каолинитом с REE-минералами. Последние могут встречаться как в преимущественно флюидных, так и в полностью кристаллических включениях, и их доля сильно варьирует вплоть до включений, полностью сложенных REE фазами. Можно сделать вывод, что образование циркона происходило при метасоматическом воздействии щелочных CO_2 -F-Cl- H_2O флюидов на вмещающие граниты. Появление криолита и, частично, кварца может быть описано реакцией флюида с альбитом: $NaAlSi_3O_8(Ab) + 2Na^+_{(fl)} + 6F^-_{(fl)} = Na_3AlF_6(Cry) + 3SiO_2(Qu) + O_2$. В таком случае калишпат-альбитовая ассоциация во включениях является реликтовой. Сами кварц-криолитовые породы также можно рассматривать в качестве продуктов метасоматоза. В таком случае метасоматические флюиды могли иметь преимущественно фторидную специализацию. Zr, REE и Nb переносились в виде легкорастворимых комплексов с CO_3^{2-} , F^- , Cl^- , которые при

реакции с гранитами разрушались, что приводило к кристаллизации циркона, пироклора и REE-фаз. Остается открытым вопрос о природе подобных флюидов с низкими содержаниями H_2O , поскольку предложенная ранее гипотеза об их отделении на поздних стадиях формирования Катугинского комплекса (2055 ± 7 млн лет) [5] не согласуется с более молодым возрастом цирконов из контакта кварц-криолитовых пород (1923 ± 8.3 - 1931 ± 8.3 млн лет).

Таким образом, криолитовые породы Катугинского месторождения являются продуктами метасоматического воздействия на граниты Катугинского комплекса щелочных $F-CO_2-H_2O$ флюидов, способствовавших мобилизации и перераспределению рудных компонентов (Zr, Nb, REE, Y).

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РФФИ (16-35-60054 мол_a_дк).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Архангельская В.В., Рябцев В.В., Шурига Т.Н.** Геологическое строение и минералогия месторождений тантала России // Минеральное сырье, 2012. № 26. М.: ВИМС. 318 с.
2. **Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Скляр Е.В., Котов А.Б., Ларин А.М., Старикова А.Е., Мазукабзов А.М., Толмачева Е.В., Великославинский С.Д.** Происхождение палеопротерозойских редкометальных гранитов Катугинского массива // Петрология, 2018. Т. 26. № 1. С. 52-72.
3. **Котов А.Б., Владыкин Н.В., Ларин А.М., Гладкочуб Д.П., Сальникова Е.Б., Скляр Е.В., Толмачева Е.В., Донская Т.В., Великославинский С.Д., Яковлева С.З.** Новые данные о возрасте оруденения уникального Катугинского редкометального месторождения (Алданский щит) // Доклады академии наук. 2015. Т. 463. №. 2. С. 187-187.
4. **Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Коваленко В.И., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Иванов В.Э.** О возрасте Катугинского Ta-Nb месторождения (Алдано-Становой щит: к проблеме выделения новой глобальной редкометальной металлогенетической эпохи // Доклады Академии наук. 2002. Т. 383. № 6. С. 807-811.
5. **Левашова Е.В., Скублов С.Г., Марин Ю.Б., Лупашко Т.Н., Ильченко Е.А.** Редкие элементы в цирконе из пород Катугинского редкометального месторождения // Записки Российского минералогического общества. 2014. Ч. CXLIII (143). № 5. С. 17-31.
6. **Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П., Котов А.В., Старикова А.Е., Шарыгин В.В., Великославинский С.Д., Ларин А.М., Мазукабзов А.М., Толмачева Е.В., Хромова Е.А.** Генезис Катугинского редкометального месторождения: магматизм против метасоматоза // Тихоокеанская геология, 2016. Т. 35. № 3. С. 9-22.

О МЕДНО-ЗОЛОТО-ПОРФИРОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУМРОЧ (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА)

К.О. Шишканова, В.М. Округин, Т.М. Философова

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский,
e-mail: lvod@kscnet.ru*

Месторождение Кумроч, площадь которого около 12 км^2 , расположено на отрогах южной части одноименного хребта с потухшим вулканом Шиш (Восточная Камчатка). По своему экономическому потенциалу оно не относится к разряду крупных, его ресурсы оцениваются - 30 тонн золота, 51,6 тонн серебра [1]. Но, в то же время, это один из крупнейших и наиболее перспективных объектов в Центрально-Камчатском горно-рудном районе. К 2020 г. ОАО «Золото Камчатки» – крупнейшее золотодобывающее предприятие России – планирует запустить в эксплуатацию еще один горно-обоганительный комбинат (ГОК) компании на месторождении

Кумроч [1]. Сегодня на базе коренных жильных месторождений золота действуют три ГОКа: Агинский (Центральная Камчатка, ЗАО «КамГолд»), Асачинский (Южная Камчатка, ЗАО «Тревожное Зарево»), Аметистовый (Северная Камчатка, ОАО «Золото Камчатки»).

Поисково-разведочные работы на площади месторождения были начаты в 60-х гг. XX столетия. И первые сведения о промышленной золотоносности получены только в конце 70-х гг. Наиболее полно вопросами по изучению геологии и полезных ископаемых района занимались такие известные камчатские геологи, как В.П. Мокроусов, Б.В. Ковалев, Б.И. Сляднев, М.Е. Бояринова, М.Н. Шапиро, Н.Н. Матюшкин, Б.В. Олейник, И.В. Мелекесцев и многие другие.

Вместе с рудопрооявлениями Круча и Водопадное месторождение Кумроч образует рудное поле, которое приурочено к центральной части палеоцен-миоценовой Быстринской вулcano-тектонической структуры Восточно-Камчатского вулcano-плутонического пояса. Формирование вулканитов связано с деятельностью голоценового вулкана Шиш, сложенного лавами андезитов и андезидацитов.

В геологическом строении района участвуют породы двух структурных комплексов: рудовмещающего и пострудного [2, 3]. Рудовмещающий комплекс объединяет мел-палеоценовые вулcanoгенно-осадочные образования хапицкой свиты (лавы андезитов, крупнообломочные туфы, туффиты с прослоями мелкообломочных вулcanoгенно-кремнистых пород) и терригенно-осадочные отложения дроздовской, в составе которой преобладают мелко- и среднезернистые песчаники. Пострудный комплекс сложен плейстоценовыми вулcanoгенно-осадочными породами основного и среднего составов (базальты, андезиты, их туфы) и современными голоценовыми отложениями.

Интрузивные образования, развитые достаточно широко в пределах месторождения, представлены тремя комплексами: миоцен-плиоценовым, плиоценовым и четвертичным. По форме залегания это, прежде всего, субвулканические тела и дайки базальтов, андезитов, диоритов.

Преобладающий миоцен-плиоценовый комплекс (Быстринский интрузивный комплекс) сложен породами нормального и субщелочного рядов – габбродиоритами, диоритами, кварцевыми диоритами. Плиоценовый комплекс объединяет штокообразные тела диоритов, дайки андезитов, андезибазальтов. К четвертичному комплексу относятся мелкие экстрוזии, дацитовые и андезибазальтовые дайки.

На данной стадии геологической изученности месторождения предлагается рассматривать его в качестве объекта с двумя разновидностями продуктивной минерализации, в котором на медно-золото-порфировую наложена эпitherмальная золото-серебряная (типа LS – low sulphidation).

Первые признаки о наличии медно-золото-порфировой телескопированной минерализации в пределах рудного поля Кумроч получены в 1991 г. [4].

По мере накопления фактического материала по канавам и скважинам свое подтверждение и развитие новый промышленный тип оруденения получил только в 1999 г. [5]. Он приурочен к фрагментам крупной диатремы. Медно-порфировые руды отличаются практически повсеместным развитием комбинаций прожилковых и брекчиевых текстур. Их текстурный рисунок обусловлен сочетаниями обломков вмещающих пород с разноориентированными кварцевыми прожилками, сложенными минералами меди, гематитом с единичными мелкими зернами самородного золота (рис. 1).

Руды отличаются сложным минеральным составом (табл.). Рудные минералы представлены халькопиритом, пиритом, борнитом, халькозином, сфалеритом, самородными золотом и медью. К жильным минералам относятся – кварц, хлорит, серицит, адуляр, карбонаты. Гипергенные минералы – магнетит, гематит, тенорит (рис. 2).

Халькопирит – главный рудный минерал. Он образует неправильные ксеноморфные выделения (0,1-0,5 мм) и крупные скопления до нескольких сантиметров. Встречается в ассоциациях с борнитом, кварцем, титаномagnetотом

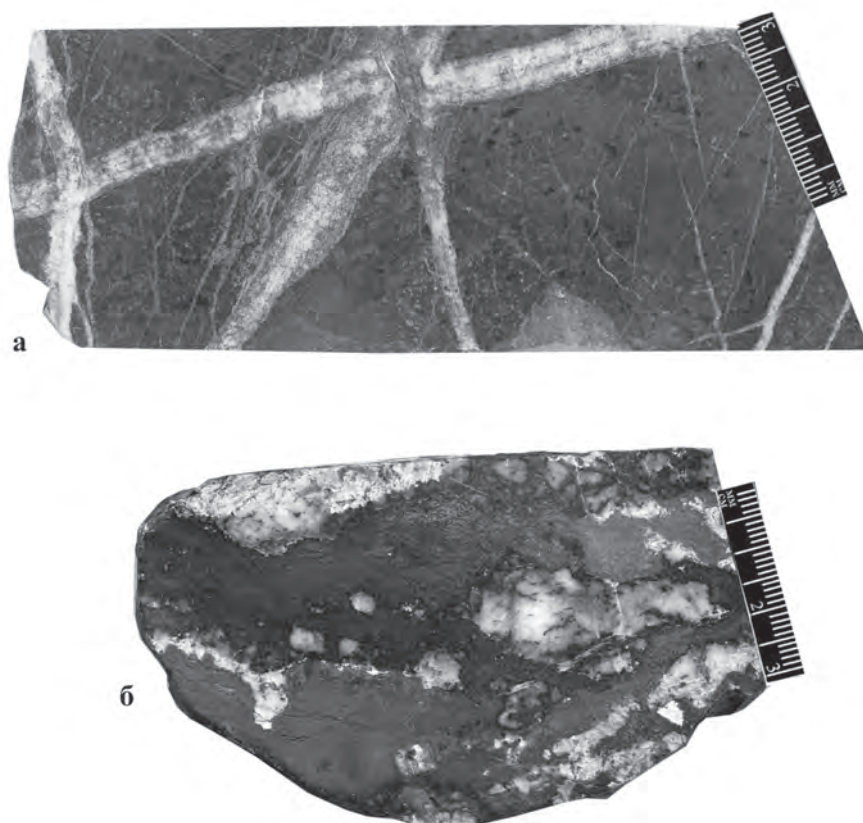


Рис. 1. Представительные текстуры медно-золото-порфировых руд месторождения Кумроч (Восточная Камчатка).

а – прожилково-брекчиевая (скважина № 6, глубина 10,6 м); б – брекчиевая (руч. Фирновый). Полированные штуфы.

Таблица

Минеральный состав медно-золото-порфировых руд месторождения Кумроч.

Распространенность минералов	Гипогенные		Гипергенные
	Рудные	Жильные	
Главные	Халькопирит CuFeS_2 Пирит FeS_2	Кварц SiO_2 Хлорит $(\text{Mg,Fe})_3(\text{Si,Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ $(\text{Mg,Fe})_3(\text{OH})_6$ Серицит $\text{KAl}_2(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	Титаномагнетит Fe_2TiO_4 Гематит Fe_2O_3 Тенорит CuO
Второстепенные	Борнит Cu_5FeS_4 Халькозин Cu_2S	Кальцит CaCO_3 Доломит $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	
Редкие	Сфалерит ZnS Гринокит CdS Самородное золото Au Самородная медь Cu	Адуляр $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	

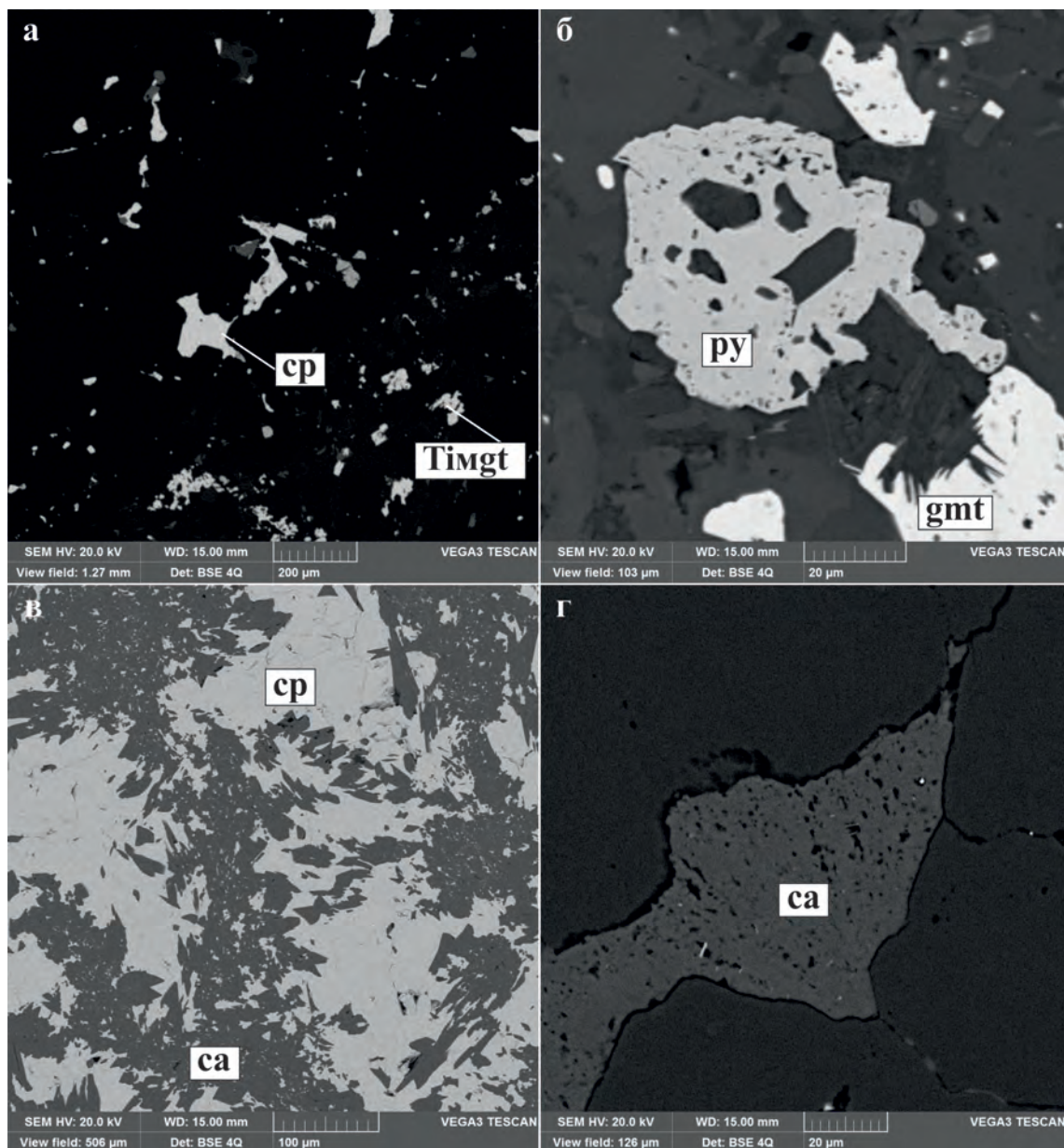


Рис. 2. Формы выделения и взаимоотношения халькопирита (cp), пирита (py), титаномagnetита (Timgt), кальцита (ca). Растровые изображения в отраженных электронах (BSE).

Пирит – широко развит и представлен зернами различных размеров от нескольких десятков микрон до нескольких миллиметров. Он присутствует в ассоциации с халькопиритом, титаномagnetитом, кварцем. В отличие от пирита, сопряженного с эпитеpмальным типом, его кристаллы незональные. В качестве элементов-примесей присутствуют до ~ 2% вес. мышьяк и медь.

Кристаллы борнита, халькозина образуют плотные зернистые агрегаты (до 5 мм), тонкие прожилки и каемки. Эти минералы встречаются в виде срastаний или включений с халькопиритом, сфалеритом, кварцем, титаномagnetитом.

Самородное золото - комковидные, интерстициальные выделения, реже – индивидуальные обособления, размеры которых не превышают 10-15 микрон. Ассоциирует с халькопиритом, борнитом, кварцем.

Среди изученных жильных минералов кальцит, относящийся к группе карбонатов, играет второстепенную роль. Это единичные кристаллы и агрегаты крупно- и среднезернистого строения. Кальцит ассоциирует с кварцем, обладает неоднородным строением, обусловленным зональным распределением железа.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Горный Вестник Камчатки.** Выпуск № 2 (38) апрель-июль 2017. С. 21-25.
2. **Каталог месторождений, проявлений, пунктов минерализаций и ореолов рассеяния полезных ископаемых.** Карта полезных ископаемых Камчатской области масштаба 1: 500 000. Краткая объяснительная записка. / Гл. ред. А.Ф. Литвинов, М.Г. Патока (Камчатгеолком), Б.А. Марковский (ВСЕГЕИ). Петропавловск-Камчатский: СП КФ ВСЕГЕИ, 1999. 520 с.
3. **Петренко И.Д.** Золото-серебряная формация Камчатки. Петропавловск-Камчатский: СП КФ ВСЕГЕИ, 1999. 115 с.
4. **Рождественский О.Ю.** Отчет о результатах опережающих поисковых и геохимических работ в Центрально-Камчатском и Восточно-Камчатском районах в 1990-1994 гг. Петропавловск-Камчатский: Камчатский ТФГИ, 1994. 170 с.
5. **Шадрин А.Г.** Отчет о результатах I этапа поисково-оценочных работ, проведенных на рудном поле Кумроч в 1998-2001 гг. Петропавловск-Камчатский: Камчатский ТФГИ, 2001. 129 с.

ГЕОЭКОЛОГИЯ, ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

ВОЗДЕЙСТВИЕ ТРЕЩИННО-ЖИЛЬНЫХ ВОД НА СОСТОЯНИЕ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД НА БАЙКАЛЬСКОЙ ПРИРОДНОЙ ТЕРРИТОРИИ

Н.А. Ангахаева

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, e-mail: ms.angakhaeva@mail.ru

На территории Байкальской рифтовой зоны сложились благоприятные условия для разгрузки трещинно-жильных вод в поверхностные водоемы, водотоки. Под воздействием трещинно-жильных вод в озерах, реках трансформируется химический состав воды. В статье обосновано влияние трещинно-жильных вод на химический состав минеральных и пресных озер Западного Забайкалья.

Минеральные озера Малое и Большое Алгинские, вода которых относится к сульфатному натриевому типу, расположены в Баргузинской котловине в микровпадине неогенового возраста. Озера и источник трещинно-жильных вод располагаются в пределах единого опущенного блока пород, который имеет резкие границы с окружающей территорией. Дебит источника небольшой, составляет всего по нашим измерениям 0,1 л/с. Источник с таким дебитом не может оказать существенное влияние на химический состав озер. Нам представляется, что питание озер происходит за счет разгрузки трещинно-жильных вод по разломам, расположенным под их акваторией. Разгрузка трещинно-жильных вод, вероятно, происходит по всей площади блока, так как вся территория размещения озер и разгрузки источника заболочена. Привнос растворенных веществ в озера происходит, в основном, только за счет разгрузки трещинно-жильных вод, химический состав которых соответствует Алгинскому термальному источнику. Приток поверхностных вод минимальный, так как водосборная площадь микрокотловины небольшая. Преобладание в анионном составе сульфат-иона определяет устойчивость в воде кальция, который при испарительном и морозном концентрировании не удаляется полностью из растворов, присутствует в озерах в значимых концентрациях, создавая конкуренцию натрию. Устанавливается слабощелочная реакция среды, только в исключительных случаях рН достигает значений более девяти. В этих условиях происходит трансформация состава озерных вод по сульфатному направлению.

Содовые минеральные озера Нухэ-Нур располагаются в бессточной котловине Нижнего Куйтуна Баргузинской впадины. Нижний Куйтун, который представляет собой песчаный холм, приподнят относительно уровня реки Баргузин более чем на 100 м, что связано с тектоническим вздыманием этого блока пород. Блок разбит разломами на несколько мелких частей, которые, вероятно, вздымались неравномерно. В результате мелкие блоки имеют разнонаправленный наклон, а разграничивающие их разрывные нарушения в разной степени проницаемы для газа и воды. Озера Нухэ-Нур располагаются в воронке вымывания песчаного материала из тела Куйтуна. В формировании ресурсов, заключенной в них воды, участвуют инфильтрующиеся через песчаную толщу атмосферные воды. Южное озеро Нухэ-Нур расположено над узлом пересечения глубоко проникающих разломов. В котловину этого озера разгружаются азотные термальные воды, которые придают специфический геохимический облик озерной воде. В озерной котловине наблюдаются выделения свободного газа. В газовых эманациях доминирует азот, в больших количествах присутствует гелий, обнаружены повышенные содержания тяжелых углеводородов. С разгрузкой трещинно-жильных вод связаны высокие концентрации фтора, вольфрама, молибдена. В засушливый период вклад глубинных трещинно-жильных вод в питание озера становится выше, поэтому возрастает минерализация озерной воды, растут содержания фтора, натрия, вольфрама, молибдена [2]. Во влажные годы в формировании ресурсов озера преобладают дренажные воды, и концентрация этих элементов падает. Ресурсы северного озера Нухэ-Нур формируются в многоводный период года, когда из южного озера начинает поступать вода по соединяющему их каналу. В обоих озерах происходит концентрирование веществ за счет испарения и вымораживания воды.

Пресное озеро Котокель находится у подножия хр. Улан-Бургасы. Имеет площадь зеркала 62,9 км², максимальная глубина – 14 м. Через реки Исток, Коточик, Турка озеро соединяется с Байкалом. Особенностью озера Котокель является его теплая вода 17-19 °С. На рисунке 1 приведена схема размещения активных тектонических нарушений.

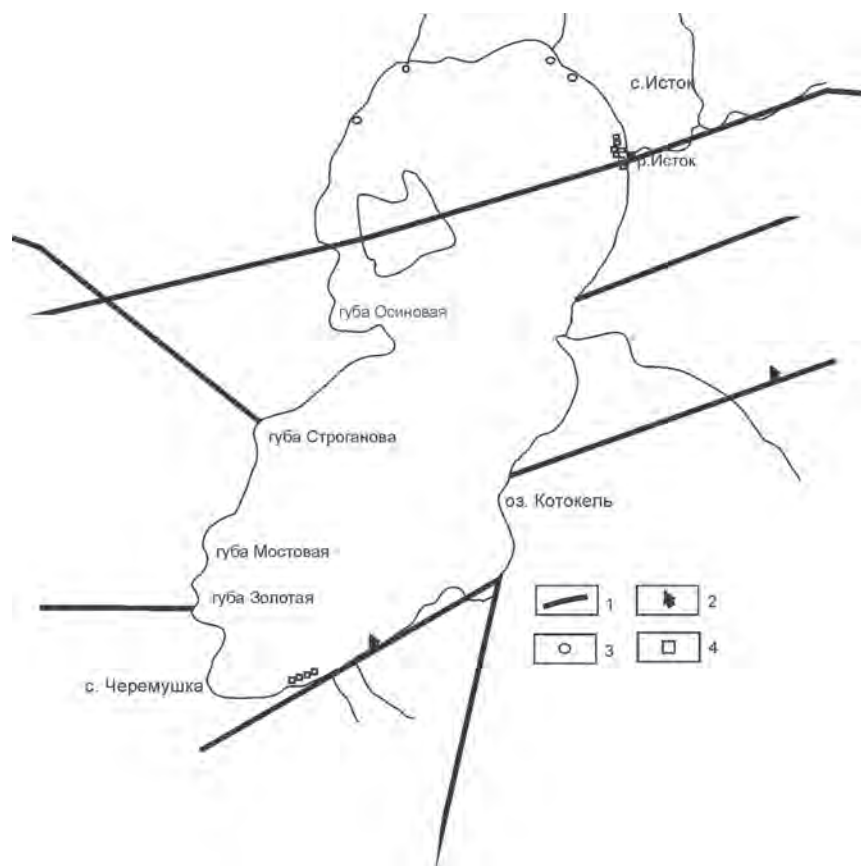


Рис 1. Озеро Котокель с сетью разломов, выявленных по космоснимкам [1]. Условные обозначения: 1 – активные разрывные нарушения; 2 – направление падения сбросов; 3 – места отбора проб воды за 22.07.2018; 4 – места отбора воды за 11.04.2019.

Разломы северо-восточного простирания представляют собой сбросы, которые обновились в результате общего вздымания побережья Байкала в голоцене. В сложившихся тектонических условиях они испытывают растяжение, и по ним, вероятно, до сих пор в результате изостазии после таяния ледников происходят подвижки в вертикальном направлении. Они остаются открытыми для проникновения воды и газа.

Нами предполагается, что по этим разрывным нарушениям происходит разгрузка трещинно-жильных вод в озеро Котокель. Косвенным подтверждением этого процесса в акватории оз. Котокель является расположение песчаных отложений на его дне. В основном дно озера покрыто илом, а в местах предполагаемой разгрузки трещинно-жильных вод ил не накапливается, сносится в другие части озера. Дно наиболее глубокой части озера пролива между островом и западным берегом сплошь песчаное; обширная полоса песков покрывает дно северо-восточной части озера и широким языком вдоль восточного берега проникает на юг.

По разлому северо-восточного простирания, пересекающему остров, заложено русло р. Исток, и, вероятно, происходит разгрузка наиболее глубоких теплых вод [1]. В этом месте в оз. Котокель в свободном газе, выделяющемся из донных отложений, обнаружены очень высокие содержания гелия (табл. 1).

Таблица 1. Состав свободного газа, выделяющегося из донных отложений
в озере Котокель, %

Места опробования	N ₂	O ₂	CH ₄	CO ₂	H ₂ ·10 ⁻³	He·10 ⁻³
Оз. Котокель, с. Исток	97,35	1,21	0,04	0,005	2,66	621,0
Оз. Котокель, с. Черемушки	31,28	0,04	66,93	1,01	0,98	3,42

В таблице 2 приведен химический состав воды, отобранной в разных частях озера.

Таблица 2. Макрокомпонентный состав воды озера Котокель, мг/л

Точка опробования оз. Котокель	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻²	NO ₃ ⁻	Cl ⁻	pH	Общая минерализация
У-11	16,1	4,0	2,4	51,8	3,6	5,8	4,6	7,3	90,9
У-12	20,0	4,0	1,2	54,9	1,9	9,1	4,6	7,3	98,5
У-13	18,2	4,0	0,6	54,9	2,6	1,2	4,6	7,2	89,0
У-14	15,7	4,0	2,4	54,9	3,2	2,1	4,6	7,3	89,7
КЛ-1	23,7	12,0	2,4	85,4	6,2	4,1	7,8	7,0	155,5
КЛ-7	14,9	5,0	2,4	42,7	4,2	8,9	6,0	6,9	98,7
КЛ-7а	13,9	6,0	2,4	36,6	2,3	5,7	5,6	8,4	92,6
КЛ-8	15,5	7,0	1,8	45,7	3,9	2	5,6	8,5	99,6
КЛ-9	12,8	6,0	1,8	45,7	2,3	2,6	5,6	6,4	89,8
КЛ-11	14,1	7,0	1,8	51,8	3,6	1,1	5,6	7,0	98,2
КЛ-14	10,2	6,0	3,0	42,7	4,6	1,9	5,6	6,8	85,4
ЧР-1	12,3	6,0	4,8	57,9	3,9	1,9	6,0	6,2	106,3
ЧР-2	12,4	9,0	2,4	54,9	2,9	4,1	5,6	6,4	104,5
ЧР-3	12,6	9,0	2,4	54,9	5,2	0,8	6,0	6,7	102,8
ЧР-4	15,1	8,0	3,6	54,9	10,5	3,9	6,0	6,8	113,43

Примечание: Пробы воды, обозначенные буквой «У», отобраны в северной части озера, «КЛ» - в районе с. Исток, «ЧР» – возле села Черемушки.

По химическому составу вода в озере Котокель гидрокарбонатно-кальциево-натриевая, при этом максимальная минерализация воды наблюдается в южной части озера в пробах отобранных близ села Черемушки, что возможно связано с разгрузкой трещинно-жильных вод.

Закключение.

В связи с сокращением количества атмосферных осадков доля питания водоёмов трещинно-жильными водами возрастает, что проявляется в изменении химического состава поверхностных вод.

Для озёр с разным геохимическим типом воды влияние трещинно-жильных вод может вызвать различное воздействие. Например, на сульфатные минеральные озера Малое и Большое Алгинские непосредственно влияет термальный источник Алгинский. Химический состав этих озёр определяется разгрузкой термальных вод и процессами испарения, вымораживания растворителя.

Воздействие трещинно-жильных вод на содовые озера Нухэ-Нур проявляется высокими содержаниями термофильных элементов – фтора, вольфрама, молибдена, в газовом составе присутствуют азот и гелий.

В формировании химического состава воды оз. Котокель влияние разгрузки трещинно-

жильных вод проявляется в росте минерализации. В пределах акватории этого озера наблюдается значительная дисперсия в газовом составе.

Исследования выполнены по гранту РФФИ №18-45-030003\18.

ЛИТЕРАТУРА

1. Перязева Е.Г., Плюснин А.М., Гармаева С.З., Будаев Р.Ц., Жамбалова Д.И. Особенности формирования химического состава вод озер восточного побережья Байкала // География и природные ресурсы. 2016. № 5. С. 49-59.
2. Плюснин А.М., Перязева Е. Г., Будаев Р. Ц., Ангахаева Н.А. К проблеме образования содового озера Нухе-Нур (Баргузинская впадина) // материалы Всероссийской научно-технической конференции «Геонауки 2018: актуальные проблемы изучения недр» посвященная памяти профессора В.Д. Маца, выпуск №18 изд-во ИРНИТУ. 2018 г. С. 192-200.

ИССЛЕДОВАНИЕ НАЛЕДЕЙ ВДОЛЬ ФЕДЕРАЛЬНОЙ АВТОДОРОГИ А-360 «ЛЕНА» ПО КОСМОСНИМКАМ SENTINEL-2

Н.Е. Баишев

*Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск,
e-mail: nyurgunbaishev@mail.ru*

В криолитозоне в связи с изменением климата и возрастающего антропогенного прессинга на окружающую среду, большую актуальность приобретают мероприятия по минимизации негативного воздействия опасных криогенных процессов и явлений на территориях строительства и эксплуатации крупных инженерных сооружений, к которым относится Федеральная автодорога А-360 «Лена».

Федеральная автодорога А-360 «Лена» (далее ФАД «Лена») имеет важное значение для Республики Саха (Якутия), поскольку является основной ее транспортной артерией, связывающей прилегающие южные и центральные районы Республики с Транссибирской железной и Байкало-Амурской магистралями. По ней доставляются основной поток пассажирских перевозок, продовольственных, непродовольственных и медицинских товаров, а также осуществляется транспортировка грузов федерального назначения. ФАД «Лена» начали строить еще в мае 1925 г., а осенью 1928 г. эту автодорогу открыли. Автомобильная дорога «Лена» имеет следующие характеристики: протяженность 1^о157 км, в том числе с усовершенствованным покрытием 373,246 км из них: цементобетонное 2,941 км, асфальтобетонное и чернощебеночное 370,305 км, и с переходным покрытием 783,754 км. С 2010 г. началась очередная крупная реконструкция ФАД «Лена» по федеральной целевой программе «Развитие транспортной системы России (2010-2015 годы)». Реализация данной программы обеспечивает развитие социально-экономического показателя не только Якутии, но и всего Дальнего Востока и Забайкалья [1].

В зиму 1927-1928 гг. по данным В.Г. Петрова, строительство и эксплуатация Амуро-Якутской магистрали (ныне ФАД «Лена») показали, что основными причинами нарушения устойчивости дорог и мостов являются наледи [2]. В дальнейшем автодорога «Лена» неоднократно реконструировалась, причем менялись километраж и ее траектория. В зиму 1959-1960 гг., спустя 32 года после обследования В.Г. Петровым, по данным В.Р. Алексеева, минимизация негативного воздействия наледей до конца не была решена. Причина заключалась в том, что применялись пассивные и малоэффективные способы, такие как чистка наледного льда и водоотводные каналы во льду. Вследствие достаточно больших изменений направления и длины автодороги, а также локального изменения природных условий это привело к тому, что предложенные В.Г. Петровым проекты противоналедных сооружений для большинства наледиопасных участков применяться не могут [3].

Исследования наледей проводятся полевыми и камеральными методами, рекогносцировочным обследованием, режимными наледеметрическими работами, дешифрированием маэро- и космоснимков и др. [4]. Методы дистанционного зондирования земли (ДЗЗ) позволяют оперативно оценить ландшафтную обстановку территории с наледями, оценить их воздействие на окружающую среду, а также установить их площадные характеристики [5]. Впервые крупномасштабные работы по изучению и картированию наледей на основе применения дистанционных методов были предприняты А.С. Симаковым и З.Г. Шильниковой [6]. Большой вклад по вопросам дешифрирования наледей по материалам космоснимков внес Топчиев А.Г.

Целью настоящего исследования является оценка многолетней динамики наледообразования вдоль ФАД «Лена». В марте-апреле 2019 г. автором, в составе коллектива Института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, проведены рекогносцировочные исследования наледей в южной части объекта (ФАД «Лена») в районе пос. Большой Невер (Амурская область). В ходе этих работ выявлены как старые участки наледообразования, описанные еще В.Г. Петровым (1930) и В.Р. Алексеевым (1961), так и новые, на участках современной реконструкции трассы. В дальнейшем была проведена оценка масштабов развития наледей на конкретном участке с помощью дешифрирования космоснимков Sentinel.

Ключевой участок находится (в пределах от 7,8 до 10,0 км трассы ФАД «Лена») недалеко от долин руч. Безымянный, руч. Бушуйка и руч. Белая (рис.1). В гидрогеологическом отношении указанная территория относится к Тукурино-Джагдинскому гидрогеологическому массиву второго порядка Монголо-Охотской гидрогеологической складчатой области [7]. Подземные воды (рис. 2) относятся к пластово-трещинным, трещинным, порово-пластовым трещинно-жильным подземным водам. Водовмещающими породами являются преимущественно разновозрастные интрузивные породы и метаморфические породы протерозоя и палеозоя, а также терригенные отложения мезозойского и кайнозойского возраста. Многолетнемерзлые породы имеют здесь островной и прерывистый характер, мощностью от 60 до 100 м [8].

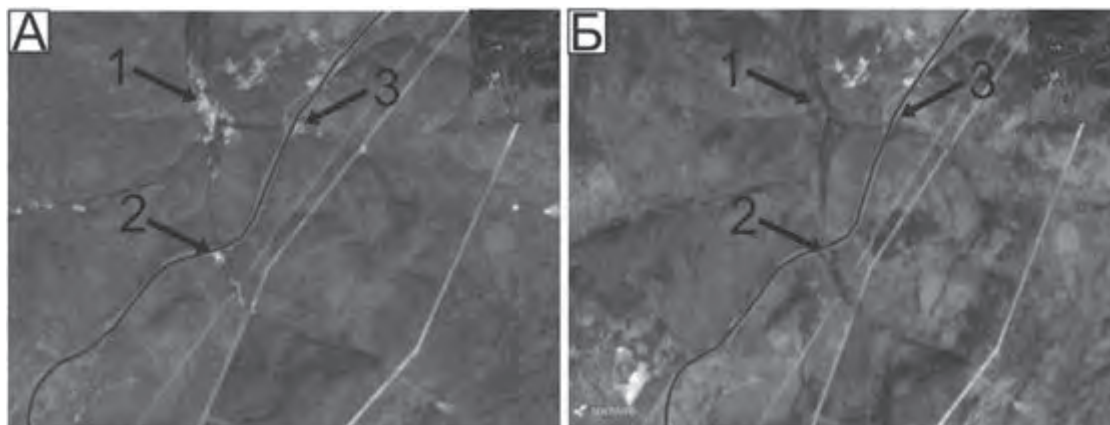


Рис. 1. Наледи на космоснимках Sentinel-2 (дата съемки 02.05.2019 г.):

А) комбинация полос 11,8А,4 для поля RGB (метод Портенгена); Б) комбинация полос 8А,11,12 для поля RGB (метод Пареса).

При обработке космоснимков в программе EO Browser использовался спектральный отклик льда/снега, хорошо контрастирующих с окружающими ландшафтами при сочетании диапазонов длин волн по методам Портенгена и Пареса [9]. Разница между методом Портенгена и Пареса заключается в том, что метод Пареса переключает полосы 8А с зеленого на красный и полосу 11 с красного на зеленый. Кроме того, он имеет полосу 12 (2190 нм, коротковолновый инфракрасный) в качестве третьей полосы в место полосы 4 (665 нм, красный цвет) [9].

Рассматриваемые наледи сформировались вероятнее всего, водами подрусовых таликов, которые имеют связь с трещинными подземными водами, залегающими в карбонатно-терригенных и терригенно-карбонатных породах.

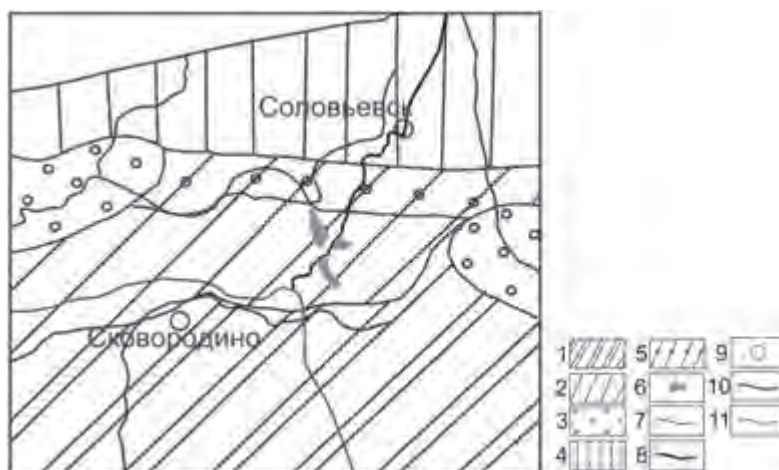


Рис.2. Схема развития типов подземных вод (схематизирована по [10]).

1 – пластово-трещинные подземные воды, массивно-кристаллические интрузивные водовмещающие породы; 2 – трещинные подземные воды, карбонатно-терригенные и терригенно-карбонатные водовмещающие породы; 3 – порово-пластовые подземные воды, терригенные и рыхлые слабоцементированные водовмещающие породы; 4 – трещинно-жильные подземные воды, слоисто-кристаллические и метаморфические водовмещающие породы; 5 – трещинные подземные воды, массивно-кристаллические интрузивные водовмещающие породы; 6 – наледи вдоль ФАД «Лена»; 7 – реки; 8 – границы типов подземных вод; 9 – населенные пункты; 10 – ФАД «Лена»; 11 – ФАД «Амур».

С помощью дешифрирования удалось рассчитать площади наледей: на руч. Бушуйка – 0,34867 км², на руч. Белая – 0,082848 км² и на руч. Безымянный – 0,03227 км². По данным В.Г. Петрова в 1928 г. в долине руч. Белая наледь отсутствовала, а о наледообразовании в долинах руч. Бушуйка и руч. Безымянный не приведена [2]. В зиму 1959-1960 гг. в долине руч. Бушуйка площадь уже составила 0,0148 км², а про наледи на руч. Белая и руч. Безымянный также нет сведений [3].

Таким образом, на участке исследования наледи образовались по долинам ручьев в результате реконструкции ФАД «Лена». Вероятной причиной их образования явилось изменение режима подземных вод и глубин сезонного промерзания (оттаивания) грунтов в результате строительства дороги.

Методы Пареса и Портенгена были успешно адаптированы при исследовании наледей. Они позволяют минимизировать погрешности при оконтуривании наледных тел в связи с ярким контрастом последних с окружающими ландшафтами.

На основе дешифрирования наледей по космоснимкам в дальнейшем будет выполнена их систематизация с последующим выбором репрезентативных участков для проведения полевых мониторинговых исследований в пределах трассы ФАД «Лена».

ЛИТЕРАТУРА

1. **Волкова Е.В., Сидорова Д.С.** Реконструкция автомобильных дорог в сложных природных условиях Сибири и Дальнего Востока// ВЕСТНИК ИрГТУ №7 (78) 2013. С. 81-84.
2. **Петров В.Г.** Наледи на Амурско-Якутской магистрали, с альбомом планов наледей. Ленинград: Изд. АН СССР и НИАДИ НКПС СССР, 1930. 177 с.
3. **Алексеев В.Р., Усов В.А.** Наледи Амуро-Якутской магистрали в зиму 1959-1960 гг. и состояние борьбы с ними. Чульман: Изд. ИМЗ СО АН СССР АНИМС, 1961 93 с.
4. **Пигузова В.М., Шепелев В.В.** Методика изучения наледей. – Якутск: изд. ИМЗ СО АН СССР, 1975. 63 с.
5. **Алексеев В.Р., Соколов Б.Л.** Полевые исследования наледей. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1980. 151 с.
6. **Абакуменко А.Е.** Аэрокосмические методы исследования наледей центрального и западного участков зоны БАМа. Дистанционные исследования природных ресурсов Сибири. Новосибирск. Наука, 1986 С. 94-99.

7. **Гидрогеология СССР. Т. XXIII. Хабаровский край и Амурская область.** М.: Недра, 1971. 514 с.
8. **Мерзотно-гидрогеологические условия Восточной Сибири** / В.В. Шепелев, О.Н. Толстухин, В.М. Пигузова и др. Новосибирск: изд. Наука, 1984. 191 с.
9. **Ruben Egbers.** Sentinel-2 data processing and identifying glacial features in Sentinel-2 imagery. TUDelft, University of Technology. 2016 48 p.
10. **Карта мерзотно-гидрогеологического районирования Восточной Сибири.** Масштаб 1:2 500 000 / Под ред. П. И. Мельникова. М.: ГУГК, 1984. 4 печ. л.

ИССЛЕДОВАНИЕ РЕЧНЫХ ВОД ЕВРЕЙСКОЙ АВТОНОМНОЙ ОБЛАСТИ

Е.А. Вах^{1,2}, В.И. Петухов¹, И.О. Кишкарева¹, А.С. Зубцова¹

¹*Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток, e-mail: Adasea@mail.ru*

²*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток*

На сегодняшний день, в литературе практически нет данных по гидрогеохимии рек исследуемого региона. В связи с этим встала задача оценить состояние речных вод в летний период различные годы для Еврейской автономной области и внести вклад для определения регионального фона содержания РЗЭ для данной территории. Полученные в процессе исследований новые научные результаты могут использоваться для решения практических задач в области прикладной геологии и геоэкологии: способствовать усовершенствованию геохимических методов поисков полезных ископаемых; оценки уровня природного и техногенного загрязнения гидросферы; выявления источников загрязнения водных сред.

В Еврейской автономной области расположены крупные разработки полезных ископаемых, что негативно сказывается на состоянии поверхностных вод области. Водой, как указывалось еще С.Л. Щварцев [3], определяются все физические, химические и биологические процессы, протекающие в земной коре и на ее поверхности. Формирование химического состава вод – один из наиболее динамичных процессов, включающий выщелачивание или растворение химических веществ [1], перенос (миграцию) и переотложение на пути миграции или в конечном водоеме стока [4].

Исследование речных вод данного региона проводилось в течение нескольких лет (2011, 2014 и 2017 гг.). В 2011 году исследовались реки: Хинган, Кульдур, Каменушка, Сагды-Бира; 2014 год: Будукан, Никита, Трек; 2017 год: Демнукан, Будукан, Березняковая, Бира, р. Сагды-Бира, р. Трек, р. Большой Ин, р. Тунгуская. Пробы для анализа катионов и анионов отфильтровывались на месте отбора через мембранный фильтр размером 0,45 микрон. Подобная процедура в настоящее время является общепринятой и позволяет отделить растворенную часть от взвеси. Пробы воды для анализа катионов и РЗЭ консервируются путем подкисления сверхчистой HNO_3 до $\text{pH} = 2$. Отфильтрованные пробы помещались в специальные инертные контейнеры и хранились в холодильнике до лабораторных исследований. Для анализа анионов отфильтрованная проба помещалась в отдельный пластиковый контейнер без подкисления. HCO_3^- – определялся методом титрования на цифровой установке «Насх». Также применялся и второй метод для определения концентрации гидрокарбонатного (HCO_3^-) иона – расчетный [5]. Концентрация анионов замерялась на жидкостном ионном хроматографе фирмы «Shimadzu». Определение содержания микроэлементов выполнено методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре Agilent 7700 (Agilent Techn., США). Химический и микроэлементный состав вод анализировался в Центре коллективного пользования Дальневосточного геологического института ДВО РАН.

В результате проведенных исследований выявлены следующие характеристики вод ЕАО. Определен макросостав исследуемых вод, в сравнении с ПДК для рыбохозяйственного назначения [2].

Среднее значение по минерализации (Σn) рек Еврейской автономной области составляет около 30,8 мг/л. Максимальная минерализация зарегистрирована в реке Демнукан (45.6 мг/л) в 2017 году, а минимальная в реке Большой Ин (8.6 мг/л). Общий тип вод рек Еврейской автономной области гидрокарбонатный – магний – натрий – кальциевый.

В результате анализа полученных данных выявлено, что показатель pH в реках отличается друг от друга. Так можно отметить условно слабокислые воды (р.Хинган pH-5.76, р. Кульдур pH-5.76, р. Каменушка pH-5.8, р. Сагды-Бира pH-5.81) и нейтральные (р. Будукан pH-6.92, р. Никита pH-6.76, р. Трек pH-7.21, р. Демнукан pH-6.6, р. Березняковая pH-6.4, Большой Ин pH-6.4, Тунгуская pH-6.9).

Полученные данные по микроэлементам, указывают на высокие концентрации некоторых значений в реках ЕАО. В сравнении с ПДК превышения установлены для алюминия (Al), меди (Cu), железа (Fe), марганца (Mn), никеля (Ni) и цинка (Zn). Проанализировав эти данные, можно выявить закономерности и особенности геоэкологического состояния вод. Такие превышения могут быть связаны как с местом расположения рек вблизи предприятия, так и с природными особенностями территории. Так, однозначное влияние на реку Бира оказывает завод силовых трансформаторов, шпалопропиточный завод, карьеры и шахты, которые находятся в эксплуатационном периоде. Также, повышенная концентрация железа в реках Демнукан, Каменушка, Сагды-Бира, Березняковая связана с крупным месторождением железа на северо-западе края. Превышение никеля в реке Сагды-Бира (2017 г.), возможно, связано с влиянием автодороги, вблизи которой протекает река, так как этот элемент при сжигании из нефтепродуктов высвобождается в больших количествах. Превышение меди в пробах рек Сагды-Бира (8.91 мкг/л), Трек (4.63 мкг/л) – влияние автодороги вблизи мест отбора проб на этих реках.

Обобщенные результаты изучения содержаний РЗЭ в водотоках ЕАО области показывают, что региональный уровень концентраций растворенных форм в пресных поверхностных водах варьирует от 0.46 до 3.33 мкг/л. При сравнении этих данных с мировыми значениями, согласно Treatise on Geochemistry [6] среднее содержание суммы РЗЭ в речных водах мира около 0.73 мкг/л, мы наблюдаем явное превышение этих показателей.

Наиболее высокие значения РЗЭ характерны для рек: Хинган (1.96 мкг/л), Сагды-Бира 2011 (3.33 мкг/л), Никита (1.35 мкг/л), Сагды-Бира 2017 (1.52 мкг/л). Низкие концентрации РЗЭ отмечены в реках: Будукан (0.97 мкг/л), Березняковая (0.46 мкг/л), Большой Ин (0.70 мкг/л), Тунгуская (0.68 мкг/л). Во всех изученных водотоках концентрации легких РЗЭ значительно выше, чем тяжелых, они составляют 83–89% от суммы всех РЗЭ. При этом наиболее обогащены легкими РЗЭ реки: Сагды-Бира, Никита, Трек и Демнукан, а наиболее обеднены – реки Кульдур и Каменушка.

Впервые для рек данной области были установлены концентрации органических веществ в реках. Значения концентраций близки к значениям рек других незагрязненных регионов. Максимальная концентрация органического углерода среди рек ЕАО обнаружена в р. Большой Ин, органического углерода в осадках в р. Березняковая, органического углерода во взвеси в р. Тунгуская, гуминовых веществ (гуминовых кислот фульвокислот) в р. Березняковая.

Полученные первые данные по гидрогеохимии этих рек могут быть использованы для дальнейшего мониторинга рек ЕАО и как основа для оценки экологической ситуации территории. Геохимический фон необходим для выявления повышенных концентраций элементов в различных средах. Так как дефицит или превышение оказывают негативное влияние на биоту, а также непосредственно на человека, вызывая различные заболевания и болезни. Также накопление токсичных элементов проявляется во всех компонентах ландшафта. Это может дать возможность выявить и устранить источник негативного влияния.

Работа выполнена при финансовой поддержке, грант РФФИ 16-35-60098 мол __а__ док.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Вах Е.А.** Геохимия редкоземельных элементов в природных и техногенных водах юга Дальнего Востока России // М: ДВФУ. – 2014. – 160 с.

2. **Об утверждении нормативов качества воды водных объектов рыбохозяйственного значения**, в том числе нормативов предельно допустимых концентраций вредных веществ в водах водных объектов рыбохозяйственного значения: Приказ Министерства сельского хозяйства от 13.12. 2016. № 552.

3. **Шварцев С.Л. Вернадский В.И.** Проблемы поисковой и экологической геохимии Сибири: Материалы научной конференции, посвященной 100-летию профессора Томского политехнического университета П.А. Удодова. Томск: Изд-во ТПУ, 2003. 330 с.

4. **Чудаева В.А.** Миграция химических элементов в водах Дальнего Востока: дис. Доктор геогр. наук. Вл-к; 2001. 3 с.

5. **Hu M.-H., Stallard R.F., Edmond J.M.** Major ion chemistry of some large Chinese rivers // Nature. 1982. V. 298. P. 550–553.

6. **Gaillardet J., Viers J., Dupre B.** Trace elements in rivers waters // Treatise on Geochemistry. 2003. V.5 P. 225–272.

СООТНОШЕНИЕ ИНДИКАТОРОВ АТМОСФЕРНЫХ ВЫПАДЕНИЙ ^7Be , ^{210}Pb , ^{137}Cs И НЕРАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ (K, Cs, Sc, ΣREE) ВО МХАХ, ЛИШАЙНИКАХ И ХВОЕ КЕДРА И ЛИСТВЕННИЦЫ НА ТЕРРИТОРИИ ЯНАО (АРКТИЧЕСКАЯ ЧАСТЬ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)

Ю.С. Восель¹, Д.К. Белянин^{1,2}, М.С. Мельгунов^{1,2}, К.А. Мезина¹, И.С. Журкова¹, М.В. Рубанов¹, Б.Л. Щербов¹

¹*Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, e-mail: vosel@igm.nsc.ru*

²*Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск*

Ландшафтно-геохимические процессы, определяющие миграционные потоки элементов и их формы в окружающей среде, обуславливают их региональные фоновые уровни и формирование природных и антропогенных аномалий. Очевидно, что для арктической зоны, значительное время года находящейся под плотным снежным покровом, именно перенос вещества в атмосфере является наиболее важным источником поступления химических элементов и радионуклидов в поверхностные экосистемы, и именно он создает значительный вклад в формирование современного геохимического фона поверхностных ландшафтов арктического региона Сибири. Часто в качестве индикаторов атмосферных выпадений используются радиоактивные изотопы ^7Be , ^{210}Pb и ^{137}Cs . Важными природными планшетами для изучения геохимических характеристик атмосферных выпадений химических элементов являются такие общепринятые биоиндикаторы, как мхи, лишайники и однолетняя хвоя лиственницы, кедра и сосны и др. [1, 2]. Однако, поскольку мхи, лишайники и хвоя являются биологическими объектами необходимо учитывать наличия ряда биологических факторов накопления элементов, которые могут накладываться на атмосферные выпадения.

В нашей предыдущей работе [3] было показано, что накопление радионуклидов в некоторых компонентах экосистемы может зависеть не только от атмосферных выпадений, но и от биохимических процессов, а также от морфологии поверхности растения. Целью данной работы является проверка наших предположений относительно радионуклидов с использованием таких микроэлементов, как Cs, K, Sc, а также ΣREE .

Содержания ^7Be и ^{210}Pb для мхов и лишайников в исследуемом районе в целом для всех точек находятся на одном уровне. В обоих случаях наблюдается четкая корреляция между двумя этими радионуклидами (рис.1). Это говорит о достаточно равномерном поступлении этих радионуклидов на поверхность земли с атмосферными осадками. Для проб хвои также можно говорить о явном проявлении корреляции между этими двумя радионуклидами. Однако, в отличие от мхов и лишайников для хвои разных видов деревьев наблюдается заметная

разница в количестве ^7Be и ^{210}Pb , что может свидетельствовать о том, что объем накопленных аэрозольных частиц этими видами за последние 6 месяцев различен. Причинами могут быть: разница в морфологии кроны (площади вегетативных навесов) и формы самих иголок у этих деревьев, степень шероховатости их поверхности. Все перечисленные параметры могут играть значительную роль в захвате атмосферных аэрозолей и вместе с ними и рассматриваемых радионуклидов [3]. В данный момент количество ^{137}Cs , выпадающего из атмосферы, очень мало, поскольку с 1989 года были прекращены все испытания ядерного оружия. Сейчас он попадает в основном в результате выдувания пылевых частиц с поверхности ранее загрязненной почвы. Наши исследования показали, что действительно не наблюдается никаких заметных корреляций между содержаниями ^{210}Pb и ^7Be и содержаниями ^{137}Cs . Отсутствие каких-либо корреляций между этими радионуклидами прямо указывает на то, что ^{137}Cs на данный момент не выпадает с аэрозольными частицами, а накоплен мхами и лишайниками значительно раньше, в период активных выпадений в результате испытаний ядерного оружия, а также Чернобыльской аварии в 1986 году. Для хвои лиственницы и кедра так же не наблюдается какой-либо корреляции в парах $^7\text{Be}/^{137}\text{Cs}$ и $^{210}\text{Pb}/^{137}\text{Cs}$ (см. рис.1). Однако, хотелось бы обратить внимание на резкие различия в накоплении ^{137}Cs в хвое лиственницы и кедра. В лиственнице ^{137}Cs практически не накапливается, что не удивительно в отсутствии выпадений его из атмосферы в данный период. В хвое и ветвях кедра, напротив, на фоне низких активностей маркеров атмосферных выпадений ^{210}Pb и ^7Be заметно резкое увеличение накопления ^{137}Cs . Такое увеличение может быть связано только с биохимическими процессами в самом растении, приводящими к накоплению данного радионуклида внутри организма.

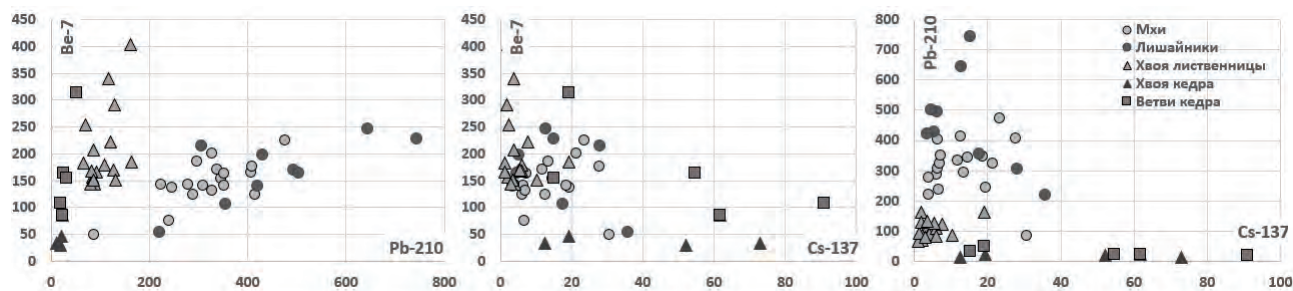


Рис.1. Диаграммы рассеяния ^7Be - ^{210}Pb , ^7Be - ^{137}Cs , ^{210}Pb - ^{137}Cs (Бк/кг)

^{137}Cs , в отличие от ^7Be и ^{210}Pb , накапливается преимущественно в хвое и ветвях кедра (см. рис. 1). При этом, удельные активности ^{137}Cs в кедре выше даже, чем в лишайниках, которые накапливали ^{137}Cs в течении многих лет. Поскольку лиственницы накапливают больше аэрозольных частиц чем кедр, то низкое содержания Cs в хвое лиственнице подтверждают известную тенденцию к значительному снижению выпадений ^{137}Cs из атмосферы вместе с аэрозольной составляющей. Установленная нами тенденция к более высокому содержанию ^{137}Cs в кедровых иглах по сравнению с лиственничными иглами в четырех из пяти точек наблюдения, скорей всего, связана с видоспецифичными факторами накопления цезия кедром и лиственницей из почвы через корневую систему. Более раннее загрязнение данной территории [1] дает основание предполагать существование процессов перераспределения радиоцезия между компонентами рассматриваемой экосистемы.

Теперь перейдем к рассмотрению содержаний изученных радионуклидов в совокупности с рядом микро- и макроэлементов.

Если предположения относительно разной степени захвата аэрозольных частиц хвоей лиственницы и сосны верны, то это должно проявляться не только в распределении радионуклидов, но и микроэлементов. Основным маркером терригенных частиц нами были выбраны Sc и $\sum\text{REE}$. На диаграмме Sc- $\sum\text{REE}$ четко проявляется положительная корреляция, что свидетельствует о присутствии этих элементов именно в терригенной составляющей и минимального их участия в биохимических процессах. Диаграммы Sc- ^7Be (рис. 2) показывают

два четких тренда от самого низкого содержания в хвое кедр, ветвях кедр до высокого содержания Sc во мхах и лишайниках, второй тренд так же идет от хвои кедр в сторону увеличения и Sc и ^7Be . При этом, во мхах и лишайниках наибольшее количество Sc, что закономерно из-за большей зольности образцов по сравнению с хвоей лиственницы. В свою очередь, в лиственнице больше ^7Be . Диаграмма $\Sigma\text{REE}-^7\text{Be}$ показывает похожее распределение, только в случае хвои лиственницы немного хуже проявлена положительная корреляция. На диаграмме Sc- ^{210}Pb видна хорошая корреляция и наблюдается только небольшое раздвоение тренда в случае мхов и лишайников.

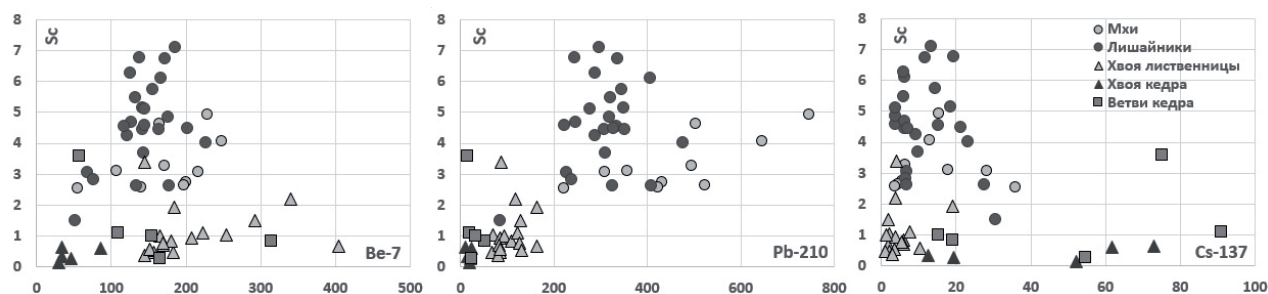


Рис.2 Диаграммы рассеяния Sc(ppm) и ^7Be , ^{210}Pb , ^{137}Cs (Бк/кг)

У ^{137}Cs -Sc корреляции не наблюдается вообще, однако на диаграмме хорошо заметно, что хвоя и ветви кедр обогащены ^{137}Cs относительно всех остальных изучаемых компонентов экосистемы. Выше высказывалось предположение о наличии у кедр биохимических процессов, приводящих к накоплению через корневую систему из земли ^{137}Cs . Если это именно биохимический процесс, то кедр должен накапливать не только радиоактивный ^{137}Cs , но и не радиоактивный Cs. Действительно, кедр накапливает этот химический элемент с большей интенсивностью, чем лиственница, и даже мхи и лишайники (рис. 3). Для всех образцов хвои и ветвей кедр наблюдаются значительное превышение концентраций нерадиоактивного Cs относительно хвои лиственницы, в то время как по радиоактивному ^{137}Cs в нескольких точках наблюдается значения соизмеримые со значениями в хвое лиственницы (см. рис. 3). Это говорит о том, что кедр действительно накапливает Cs, однако радиоактивный цезий распределен неравномерно, соответственно неравномерно и накапливается кедром. Калий – химический аналог цезия по распределениям – показывает очень похожую картину. Кедр так же значительно обогащен этим элементом (см. рис. 3). Однако, поскольку калий – это один из основных элементов, участвующих в биохимических процессах, неудивительно, что калием, относительно мхов и лишайников, обогащена так же и лиственница (рис. 3).

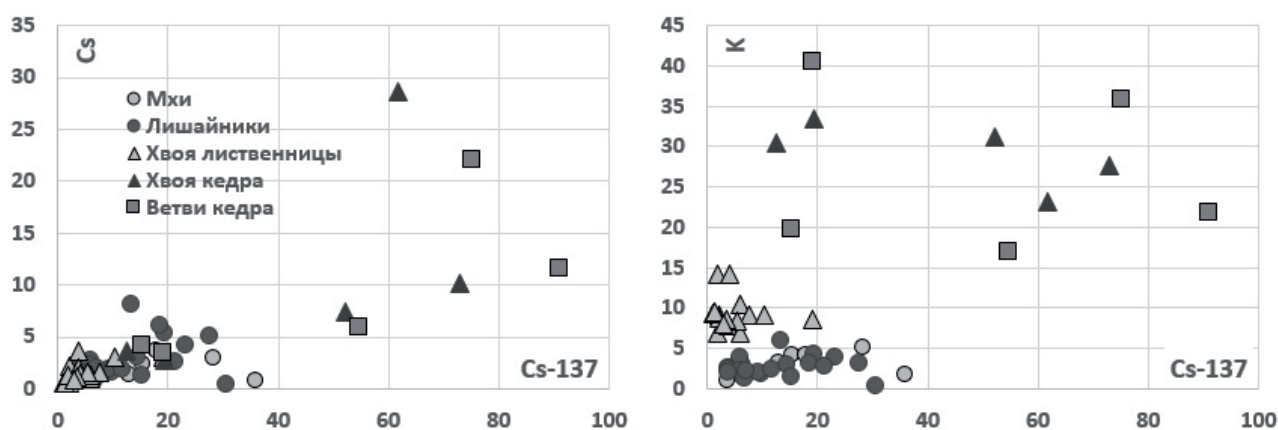


Рис.3. Диаграммы рассеяния Cs(ppm)- ^{137}Cs (Бк/кг) и К (мас%)- ^{137}Cs (Бк/кг)

ЛИТЕРАТУРА

1. Щербов Б.Л., Страховенко В.Д., Маликова И.Н. Сравнительная характеристика современного радиоактивного загрязнения // Сиб. Экол. Журн., 2000. Т.-7. № 1. С. 51-60.
2. Baskaran M., Shaw G.E. Residence time of arctic haze aerosols using the concentrations and activity ratios of ^{210}Po , ^{210}Pb and ^7Be // Journal of Aerosol Science, 2001. Т. 32. №. 4. С. 443-452.
3. Mezina K., Vosel Y., Melgunov M., Belyanin D., Shcherbov B., Zhurkova I., Rubanov M. ^7Be , ^{210}Pb and ^{137}Cs in the biogeocenosis components of the Arctic and Southern zones of Western Siberia, RAD 2019 (in press).

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЛЕНО-АНАБАРСКОЙ ЗОНЫ

Ф.Ф. Дульцев.

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск
e-mail: Dultsevff@ipgg.sbras.ru

С начала поисково-разведочных работ на нефть и газ в осадочных бассейнах Сибири накоплен огромный фактический материал, отражающий химический и газовый состав подземных вод нефтегазоносных отложений. При этом надо отметить, что самые северные районы, к которым относится и изучаемая Лено-Анабарская зона, характеризуется достаточно скудными данными [1-5].

В пределах изученных структур Лено-Анабарской зоны (рис. 1) в период поисковых работ на нефть и газ на Гуримисской, Ильинской, Кожевниковской, Костроминской, Нордвикской, Северо-Соулемской, Улаханской и Чайдахской площадях были выявлены рассолы.

Изученные рассолы имеют хлоридный натриевый состав с величиной общей минерализации, варьирующей в широком интервале 52,3 – 350 г/дм³. Химический тип рассолов с повышенным содержанием кальция и минерализацией 54,6 – 144,6 г/дм³ выявлен в пределах водоносного комплекса рифейских отложений на Костроминской площади, венд-кембрийских на Северо-Соулемской и пермских отложений на Улаханской и Северо-Соулемской площадях (рис. 2).

В соответствии с разработанной гидрогеологической стратификацией Лено-Анабарской зоны выделены следующие водоносные комплексы: аллювиальных и ледниковых отложений; апт-альб-сеноманский; неокомский; верхнеюрский; нижне-среднеюрский; триасовых образований; пермский; каменноугольных отложений; девонский; силурийских отложений; ордовикский; венд-кембрийский; рифейский и кристаллических пород нижнего протерозоя и архея. В настоящее время фактическим материалом охарактеризованы десять из четырнадцати водоносных комплексов, а рассолы выявлены в пределах шести из них.

Как показывают результаты исследований, химический облик рассолов Лено-Анабарской зоны во многом схож с рассолами выщелачивания Мичиганского бассейна, восточной части Ирландского моря и ряда других соленосных бассейнов (см. рис. 2).

Водоносный комплекс триасовых образований изучен в пределах солянокупольных структур Нордвик-Хатангского района. Рассолы хлоридного натриевого состава с минерализацией до 350 г/дм³. Для остальной территории бассейна в породах триасового возраста (так же, как и в перекрывающих их юрских и меловых отложениях) установлены воды преимущественно хлоридного натриевого состава с минерализацией до 20-35, реже до 50 г/дм³. Водоносный комплекс пермских отложений распространен повсеместно и изучен на Нордвикской, Ильинс-

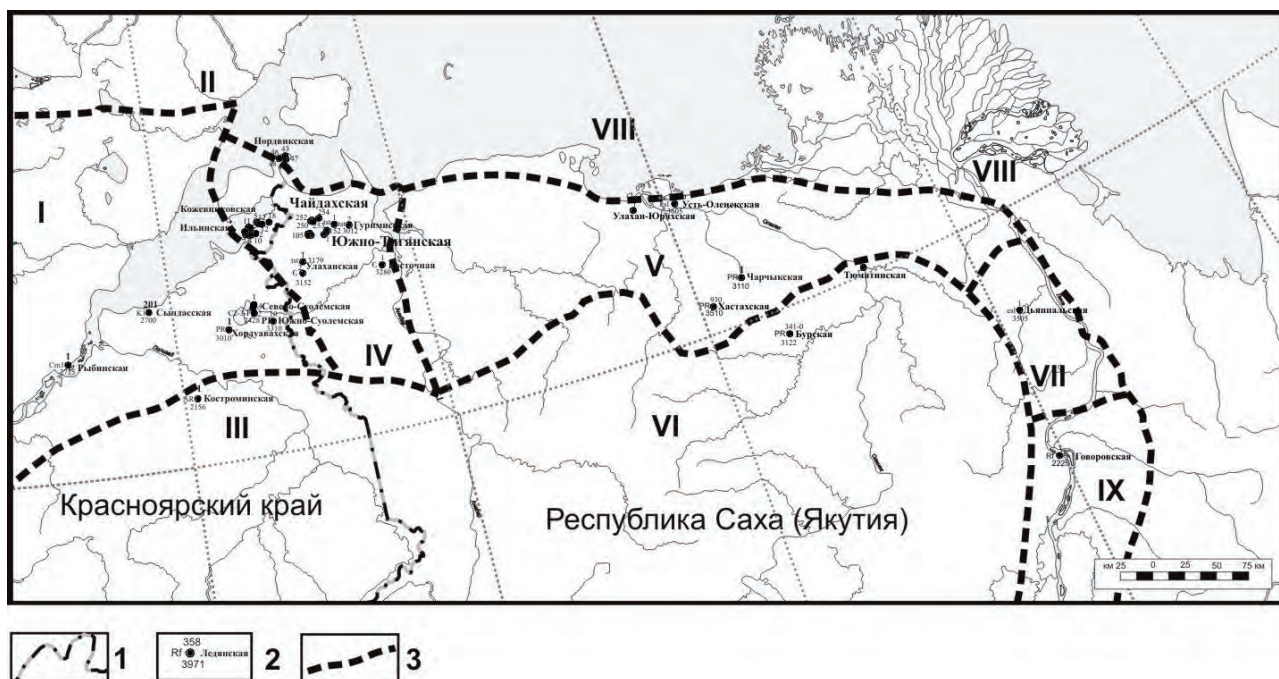


Рис. 1. Местоположение района исследований.

1 – административные границы, 2 – изученные скважины, 3 – границы тектонических элементов: I – Енисей-Хатангский региональный прогиб, II – Южно-Таймырская складчатая область, III – северный склон Курейской синеклизы, IV – Анабаро-Хатангская седловина, V – Лено-Анабарский прогиб, VI – Оленекское поднятие, VII – Атырканская седловина, VIII – Верхоянская складчатая область, IX – Предверхоянский прогиб.

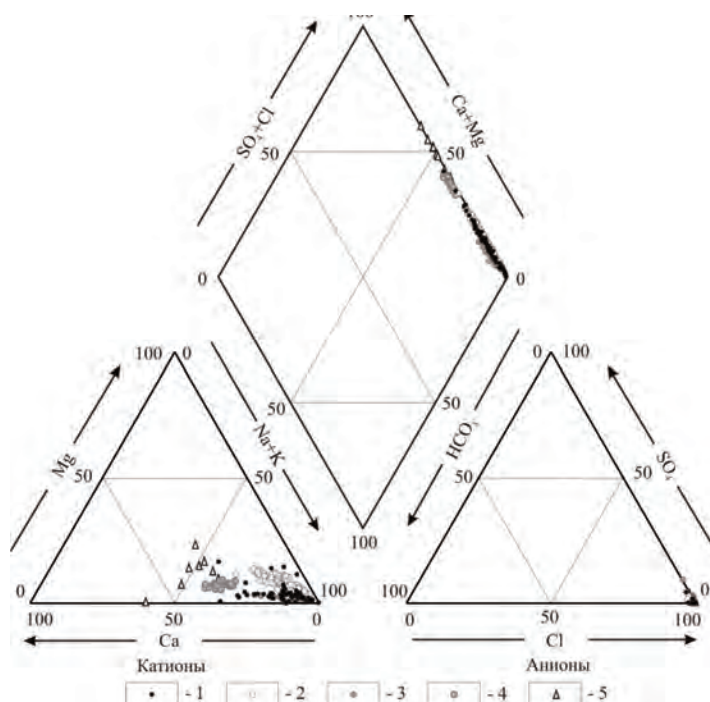


Рис. 2. Диаграмма Пайпера состава подземных вод Лено-Анабарской зоны.

1 – Лено-Анабарская зона; 2 – Мичиганский бассейн (McIntosh, Walter, 2006); 3 – бассейн восточной части Ирландского моря (Metcalf, Crawford, Bathetal., 2007); 4 – Аппалачский бассейн (McIntosh, Walter, 2006); 5 – западные районы Сибирской платформы (Анциферов, 1989; Вожов, 1987).

кой, Чайдахской и других антиклинальных структурах. Установлено наличие рассолов хлоридного натриевого состава с минерализацией от 52 до 144 г/дм³. Рассолы с минерализацией выше 238 г/дм³ выявлены в пределах Нордвикского соляного купола. Формирование этих рассолов связано с растворением соли или восходящими межпластовыми перетоками из девонского комплекса. Следует отметить повсеместную высокую насыщенность углеводородными газами метанового ряда. Водоносный комплекс каменноугольных отложений изучен слабо. В Нордвикском районе скважинами вскрыты отложения только нижнего отдела. Они представ-

лены в основном известняками с прослоями аргиллитов, мергелей и ангидритов общей мощностью до 800-1000 м. Фактические данные о водоносности каменноугольных отложений бассейна единичны. Рассолы хлоридного натриевого состава с минерализацией до 237-264 г/дм³ установлены в районе Нордвикского соляного купола в известняках нижнего карбона. *Девонский водоносный комплекс* установлен в Нордвикском солянокупольном районе. В верхних частях разреза представлены в основном карбонатными породами, а в нижних – карбонатными породами с мощными пластами каменной соли, гипса и ангидрита. Их общая мощность превышает 800-1000 м. На западе региона пласты каменной соли замещаются карбонатными породами, содержащими пласты ангидрита и гипса. Рассолы хлоридного натриевого состава с величиной общей минерализации 220-287 г/дм³. *Водоносный комплекс венд-кембрийских отложений* изучен на Северо-Суолемской и Костроминской площадях. Рассолы хлоридного натриевого-кальциевого состава с величиной общей минерализации до 74 г/дм³. *Рифейский водоносный комплекс* изучен на Костроминской и Северо-Суолемской площадях. По химическому составу рассолы хлоридные кальциево-натриевые с величиной общей минерализации от 54,6-77,7 г/дм³ (в пределах на Костроминской площади) до 200,7 г/дм³ (в пределах Северо-Суолемской площади).

Из вышесказанного следует, что в пределах Лено-Анабарской зоны существует два типа вертикальной гидрогеохимической зональности. Первый развит в Нордвикском солянокупольном районе и характеризуется инверсией состава рассолов с глубиной. Прямой тип вертикальной гидрогеохимической зональности установлен на структурах, где не проявилась соляная тектоника. В пределах зоны распространения многолетнемерзлых пород установлены криопэги с величиной общей минерализации до 300 г/дм³ хлоридного натриевого состава. Криогенная толща в Лено-Анабарском регионе распространена повсеместно и характеризуется мощностью 400-600 м.

Исследования проводились при финансовой поддержке проекта ФНИ № 0331-2019-0025 «Геохимия, генезис и механизмы формирования состава подземных вод арктических районов осадочных бассейнов Сибири» и Российского фонда фундаментальных исследований в рамках научного проекта № 18-05-70074 «Ресурсы Арктики».

ЛИТЕРАТУРА

1. **Анциферов А.С.** Гидрогеология древнейших нефтегазоносных толщ Сибирской платформы. М.: Изд-во Недра, 1989. 176 с.
2. **Вожов В.И.** Гидрогеологические условия месторождений нефти и газа Сибирской платформы. М.: Недра, 1987. 204 с.
3. **Гинсбург Г.Д., Иванова Г.А.** Подземные воды // Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского прогиба. Л.: Изд-во НИИГА, 1971. С. 66-72.
4. **Калинко М.К.** История геологического развития и перспективы нефтегазоносности Хатангской впадины. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 360 с.
5. **Novikov, D.A.** Hydrogeochemistry of the Arctic areas of Siberian petroleum basins // Petroleum Exploration and Development, 2017. № 44(5). P. 780-788.
6. **McIntosh J.C., Walter L.M.** Paleowaters in Silurian-Devonian carbonate aquifers: Geochemical evolution of groundwater in the Great Lakes region since the Late Pleistocene. Geochim. et Cosmochim. Acta, 2006. № 70. P. 2454–2479
7. **Metcalf R., Crawford M.B., Bath A.H.** Characteristics of deep groundwater flow in a basin marginal setting at Sellafield, Northwest England: 36Cl and halide evidence. Appl. Geochem. 2007. № 22. P. 128–151.

К ВОПРОСУ ОЦЕНКИ ЭКОЛОГИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БУХТЫ ЗОЛОТОЙ РОГ

А.С. Зубцова¹, Е.А.Вах^{1,2}, И.Л. Зубцова¹

¹Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток, e-mail:lisa-box@mail.ru

²Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток

Донные осадки способны накапливать и хранить информацию о состоянии и изменении геохимических, динамических, климатических, неотектонических условий внешней среды, процессов массопереноса, вызванных техногенным воздействием. Реакция на них проявляется в трансформации гранулометрического, минералогического и химического составов, изменении окислительно-восстановительных и кислотно-щелочных условий в донных осадках (ДО) и водной среде, перераспределении литодинамических потоков, изменении скоростей осадко-накопления и т.д. Исходя из этого, донные осадки могут рассматриваться в качестве основного объекта геоэкологических исследований аквальных геосистем и в системе оценки воздействия являются более надежным, по сравнению с водой, и показательным индикатором загрязнения водных объектов.

Вместе с тем, на данный момент в России не существует единой методики по оценке содержания загрязняющих веществ в донных отложениях, она до сих пор остается дискуссионной [6, 7].

Экологическую оценку качества ДО проводят с использованием ПДК, установленных для воды либо для почвы. При этом чаще используются ПДК для почвы, как более схожей по генезису, структуре. Кроме того, как правило, для почв имеются данные о региональных фоновых концентрациях, полученных в антропогенно незатронутых районах (особо охраняемые природные территории). Оценка почв проводится на основе СанПиН 2.1.7.1287-03 [5] и/или методики, изложенной в СП «Инженерно-экологические изыскания для строительства». Эти же документы широко используются и для оценки загрязнения ДО, что является недостаточно корректным.

В ряде субъектов РФ имеется положительный опыт научной проработки и утверждения региональных нормативов качества почв и ДО. Например, в г. Санкт-Петербург разработаны региональные нормативы содержания загрязняющих веществ в донных отложениях [4], установлена классификация качества ДО водных объектов Санкт-Петербурга и отражены меры для возможного их использования при проведении дноуглубительных работ. За основу приняты нормы и критерии Голландии, предложенные Агентством по охране окружающей среды Голландии (DCMR), Центром исследования почв и грунтов (TNO) и фирмой «HASKONING» – так называемые «голландские листья». Используются и другие нормативы по оценке качества ДО [6].

Применение разных методологических подходов зачастую дает противоположные результаты, поэтому данный вопрос является одним из наиболее актуальных.

Исследования степени загрязнения ДО бухты Золотой Рог проводились в разные годы сотрудниками ФГБУН Институт проблем морских технологий ДВО РАН, ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, Дальневосточного регионального научно-исследовательского института, ФГАОУ ВО Дальневосточный Федеральный университет [2]. Результаты проведенных исследований показывают, что состав донных отложений бухты Золотой Рог характеризуется широким комплексом химических элементов и их высокими концентрациями. Загрязнение нефтяными углеводородами (НУ) признано наиболее существенным. К числу распространенных загрязняющих веществ относятся хлорорганические пестициды (ХОП), тяжелые металлы (ТМ).

К сожалению, результаты проведенных исследований зачастую трудно сопоставимы, что затрудняет анализ и объективную оценку ситуации [2]. Нет возможности дать полную оценку за весь период 2004-2018 гг., в частности, имеются пробелы за 2009, 2010, 2012, 2016, 2017 по НУ, по ХОП за 2009-2014, 2016, 2017 гг. Имеет место использование различных

критериев оценки степени загрязнения разными исследователями (ERL, Neue Niederlandische Liste). Невозможно сопоставить значения максимальных концентраций поллютантов, так как одни авторы приводят максимальные значения за среднегодовой период, другие – в рамках единичного исследования, в публикациях отсутствует привязка к точкам отбора проб и времени года. В этом смысле наиболее полным является исследование Ермолицкой М.З. [1], однако работа охватывает период 2004-2012 гг.

В таких условиях для оценки реальной ситуации более объективным представляется использование официальных данных Приморского УГМС, которое ведет ежегодные наблюдения за состоянием бухты Золотой Рог [3]. При этом отбор проб ДО осуществляется только на 5 станциях Государственной системы наблюдений. В мае и октябре 2017 г. в бухте было отобрано всего 10 проб ДО. Отмечено, что почти на всех станциях грунты илистые, с сильным запахом и маслянистыми вкраплениями нефтепродуктов. Содержание НУ в пробах изменялось в пределах 3560-29900 мкг/г, средняя величина превышала ДК почти в 258 раз. Максимальное значение 598 ДК было отмечено в мае в центральном районе бухты, вблизи строящейся гостиницы. Средняя концентрация НУ в донных отложениях составила 519 ДК (25950 мкг/г сухого остатка). Ежегодно эта станция является самой загрязненной НУ. Превышение ДК отмечалось в 100% проб [3].

Сотрудниками ДВФУ в 2017 г проведен отбор проб донных отложений б. Золотой Рог на 16-ти станциях и 2-х станциях в бухте Алексеева и в Амурском заливе, которые использовались для определения фоновое содержания химических веществ в донных отложениях. Дополнительно были исследованы 24 геохимические станции. При этом определялись загрязнение: ртуть, медь, кадмий, свинец, цинк, мышьяк, железо, барий, алюминий, хром, никель, бенз(а)пирен, нефтепродукты, фенолы, полихлорированные бифенилы, ХОП (ДДТ, ДДЭ, ДДД, α - и γ - ГХЦГ). В ходе проведенных исследований зафиксированы максимальные загрязнения в вершине бухты по нефтепродуктам и фенолам. На трех станциях, расположенных в непосредственной близости у причальных стенок, выявлены загрязнения ТМ с концентрациями, превышающими фоновые значения в несколько раз.

Бухта Золотой Рог признана наиболее загрязненным участком залива Петра Великого [1], что вызывает серьезную озабоченность научной общественности, региональных властей и жителей города. Несмотря на то, что тема загрязнения бухты Золотой Рог актуальна, в вопросах оценки экологического состояния донных отложений бухты Золотой Рог имеются сложности как методологического, так и организационно-планового характера, отсутствие регулярных полномасштабных научных исследований в настоящее время не позволяет дать по настоящему объективную комплексную оценку степени загрязнения бухты.

ЛИТЕРАТУРА

- 1 **Ермолицкая М.З.** Исследование состояния донных отложений бухты Золотой Рог. // Экология и безопасность жизнедеятельности, 2013. № 1. С. 86 - 91.
- 2 **Зубцова А.С., Вах Е.А., Петухов В.И, Зубцова И.Л.** Исследование степени загрязнения донных отложений в бухте Золотой Рог (Японское море). Материалы IV Международной научной конференции, г. СанктПетербург, 14-15 марта 2019 г. Моррисвилль: Лулу Пресс, 2019.
- 3 **Качество морских вод по гидрохимическим показателям** // Ежегодник 2017. Под ред. Коршенко А.Н. Москва. «Наука», 2018. 220 с.
- 4 **Нормы и критерии оценки загрязненности** донных отложений в водных объектах СанктПетербурга (Утв. Главным государственным санитарным врачом по Санкт-Петербургу 17.06.1996 и Комитетом по охране окружающей среды и природных ресурсов СанктПетербурга и Ленинградской области 22.07.1996).
- 5 **СанПиН 2.1.7.1287-03** «Санитарно-эпидемиологические требования к качеству почвы». М.: Госсанэпиднадзор России, 2003.
- 6 **Сташко Д.А., Зубцова А.С., Олесик С.М., Нестерова Е.И.** Методические подходы к оценке экологического состояния донных отложений. // Актуальные вопросы фундаментальных

и прикладных исследований. Всероссийская научная конференция, Владивосток, сборник материалов / Изд-во Дальневост. федерал. ун-та, 2019. С. 40-42.

7. **Степанова Н.Ю.** Обзор существующих подходов к нормированию качества донных отложений / Успехи современной биологии. 2014. № 6. С. 225-230.

ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЙ ПРОГНОЗ ЭКСПЛУАТАЦИИ ПУНКТА ГЛУБИННОГО ЗАХОРОНЕНИЯ ЖИДКИХ РАДИОАКТИВНЫХ ОТХОДОВ

О.Н. Кокорев^{1,2}, А.Г. Кеслер¹, А.Д. Истомин¹, М.Д. Носков¹ А.А. Чеглоков¹

¹СТИ НИЯУ МИФИ, г. Северск, e-mail: ONKokorev@norao.ru

²ФГУП «НО РАО» филиал «Северский», г. Северск

Наиболее эффективным методом изоляции жидких радиоактивных отходов (ЖРО) от среды обитания человека является их захоронение в глубоко залегающие геологические формации. [5]. На территории пункта глубинного захоронения (ПГЗ) филиала «Северский» ФГУП «НО РАО» захоронение ЖРО выполняется в эксплуатационные горизонты, сложенные песчано-глинистой толщей, залегающие в интервале глубин 315-390 м. [2]. Эксплуатационные горизонты ПГЗ ЖРО филиала «Северский» отделены от водоносных горизонтов, используемых для хозяйственно-питьевого водоснабжения, водоупорными слоями и буферными горизонтами [4].

Для обеспечения безопасности глубинного захоронения ЖРО и повышения эффективности управления эксплуатацией ПГЗ ЖРО необходимо иметь информацию об изменении состояния пласта-коллектора. Для решения этой задачи была создана геотехнологическая модель ПГЗ ЖРО филиала «Северский», включающая в себя сопряженные геологическую, технологическую и геохимическую модели. Миграция радионуклидов в подземных водах и изменение состояния пласта коллектора ЖРО рассчитывались с помощью специально разработанной математической модели. [6]. Верификация геотехнологической модели проводилась на основе сопоставления результатов эпигнозного моделирования с данными мониторинга состояния недр и подземных сооружений.

Проведена прогнозная оценка сценариев работы ПГЗ ЖРО филиала «Северский» на тридцатилетний период и разработаны альтернативные сценарии эволюции ПГЗ ЖРО с учетом возможных аварийных ситуаций. Результаты прогнозных расчетов эксплуатации ПГЗ ЖРО филиала «Северский» показали, что ореол загрязненных подземных вод будет находиться в пределах границ площадок ПГЗ ЖРО филиала «Северский».

Учитывая альтернативные сценарии эволюции (возможные внешние воздействия природного и техногенного происхождения), были выполнены дополнительные прогнозные расчеты состояния ПГЗ ЖРО филиала «Северский». Результаты исследования показывают, что для рассмотренных прогнозных сценариев работы ПГЗ ЖРО филиала «Северский» внешние воздействия не приводят к возникновению серьезных аварий.

Полученные результаты моделирования показывают адекватность построенной геотехнологической модели ПГЗ ЖРО филиала «Северский» и позволяют сделать вывод о значительном запасе толерантности ПГЗ по отношению к негативным внешним воздействиям, а также способности функционировать в экстремальных условиях при существующих режимах эксплуатации. Источников поступления загрязнения атлымского водоносного горизонта, используемого городами Северском и Томском для централизованного хозяйственно-питьевого водоснабжения, не обнаружено [5].

ЛИТЕРАТУРА

1. **Веников В.А.** Теория подобия и моделирования. М.: Высшая школа, 1986. 480 с.
2. **Грабовников В.А. и др.** Гидрогеологические исследования для обоснования подземного захоронения промышленных стоков. М., «Недра», 1993 г., 355 с.
3. **Рыбальченко А.И., Пименов М.К., Костин П.П. и др.** Глубинное захоронение жидких радиоактивных отходов. М. ИздАТ, 1994. 256 с.

4. РГТМ-319-ф20-120-2015. Регламент мониторинга состояния недр и подземных сооружений пункта глубинного захоронения жидких радиоактивных отходов филиала «Северский». Северск, ФГУП «НО РАО». 2014. 76 с.

5. Кокорев О.Н., Мартьянов В.В., Козлов А.Е., Щипков А.А. Обоснование безопасной эксплуатации пункта глубинного захоронения жидких радиоактивных отходов с использованием системы геотехнологического мониторинга, Материалы XXVIII Всероссийской молодежной конференции: Институт земной коры СО РАН. г. Иркутск, 2019 г. С. 86-87.

6. Кокорев О.Н., Истомин А.Д., Носков М.Д., Чеглоков А.А. Создание геотехнологической модели и проведение эпигнозного моделирования состояния пласта -коллектора ПГЗ ЖРО филиала «Северский» ФГУП «НО РАО», г. Северск. Материалы конференции, СТИ НИЯУ МИФИ. Северск, 2019

НОВЫЙ ПОДХОД К ПОДБОРУ СЦЕНАРНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В ОЦЕНКАХ УСТОЙЧИВОСТИ СКЛОНА ПОД СЕЙСМИЧЕСКОЙ НАГРУЗКОЙ

А.В. Коновалов, А.А. Степнов, Ю.А. Степнова

*Сахалинский филиал Дальневосточного геологического института ДВО РАН,
Южно-Сахалинск, e-mail: a.kononov@geophystech.ru*

Особенности рельефа, климата, геологического строения и сейсмической обстановки о. Сахалин способствуют широкому развитию оползневых процессов сейсмогенного характера. Они представляют большую опасность для населенных пунктов, транспортных магистралей, ЛЭП и нефтегазовой инфраструктуры.

Существуют несколько подходов для количественной оценки устойчивости склонов к сейсмическим воздействиям [1-3]: статистический, детерминистический и вероятностный. Наиболее распространенный (детерминистический) подход [3] – моделирование отклика склона на сейсмическое воздействие в рамках некоторой геомеханической модели. Существенный недостаток заключается в необоснованности выбора сценарного землетрясения и входных параметров сейсмического воздействия. В качестве сценарных сейсмических воздействий традиционно используются карты сейсмической опасности для 475-летнего периода повторяемости сейсмических воздействий.

Кроме того, параметры геомеханической модели склона не всегда определяются однозначно и допускают вариативность, в том числе, сезонные вариации. Таким образом, методы статистического и детерминистического анализа не учитывают многие аспекты, связанные с неопределенностью знаний о сейсмических и оползневых процессах, а получаемые оценки являются консервативными.

В данной работе предложен новый подход к оценке устойчивости склона под сейсмической нагрузкой, основанный на всестороннем вероятностном анализе. Данный подход включает вероятностный анализ сейсмической опасности для конкретного участка, геотехнические исследования склона и калибровку вероятностной модели возникновения оползня в результате сейсмических нагрузок. Предложена методика деагрегации опасности «возникновения» сейсмогенного оползня для выбора параметров сценарного землетрясения и сейсмических воздействий. Метод апробирован на нескольких оползневых участках на юге о. Сахалин, которые также являются сейсмически активными. В некоторых случаях получено значительное расхождение между сценарными сейсмическими воздействиями с точки зрения 475-летней карты сейсмической опасности и рассмотренным всесторонним вероятностным подходом.

Предложенный подход следует идеологии сбалансированной оценки риска, которая учитывает все возможные сейсмические сценарии, модели и параметры склона. Авторы надеются, что данный подход улучшит геотехнические исследования, связанные с количественной оценкой устойчивости склонов.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Jibson R.W., Harp E.L., Michael J.A.** A method for producing digital probabilistic seismic landslide hazard maps // Eng. Geol. 2000. V. 58. P. 271–289.
2. **Chyi-Tyi Lee.** Statistical seismic landslide hazard analysis: An example from Taiwan // Eng. Geol. 2014. V. 182, Part B. P. 201–212. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2014.07.023>.
3. **Кан, К., Зеркаль О.В., Фоменко И.К., Пономарев Ан. Ал.,** 2018. Современные подходы к количественной оценке устойчивости склонов при сейсмическом воздействии. Инженерная геология, Том XIII, No 1–2, с. 72–85. DOI: 10.25296/1993-5056-2018-13-1-2-72-85.

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ АЗОТНЫХ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУЛЬДУР (ЕВРЕЙСКАЯ АВТОНОМНАЯ ОБЛАСТЬ)

Л.А. Лямина¹, Н.А. Харитонов², И.В. Брагин³, Г.А. Челноков³

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, e-mail: lyamina-96@list.ru

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва

³Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Большое количество провинций термальных вод связано с проявлениями неотектоники, с крупными зонами тектонического дробления в гранитных массивах. Кульдурское месторождение не является исключением и расположено в зоне регионального разлома Тан-Лу, протягивающегося с территории Китая на северо-восток через территорию ЕАО. В Приамурье наиболее мощные термопроявления приурочены к Кульдурско-Быссинской термальной линии, вытянутой в субмеридиональном направлении на протяжении около 400 км [1].

В настоящей работе рассматриваются низкоминерализованные азотные термальные воды месторождения Кульдур (ЕАО), располагающиеся во внутриконтинентальной части Дальнего Востока, в одноименном поселке. Выходы источников приурочены к правому берегу долины р. Кульдур, которая берет свое начало на восточных склонах хребта Малый Хинган.

Целью настоящей работы является исследование химического и изотопного составов, оценка глубинных температур формирования азотных термальных вод месторождения Кульдур, локализованных в массивах кристаллических пород, на основе катионных геотермометров.

Актуальность работы определяется дискуссионными вопросами о реальных условиях формирования и характером циркуляции низкоминерализованных азотных терм в кристаллических массивах.

Кульдурский термальный источник находится в пределах Хинганского гидрогеологического массива, принадлежащего Амуро-Охотской гидрогеологической складчатой области. Питание всех типов вод происходит, в основном, за счет инфильтрации атмосферных осадков и подтока вод из близлежащих горизонтов, дренаж – местной гидросетью и родниками по склонам долин. Отличительной чертой этих вод является – высокая температура (до 100°C), низкая минерализация (< 1 г/л), pH до 9 и химический состав: $\text{HCO}_3(\text{CO}_3)\text{-Na}$ и $\text{SO}_4\text{-Na}$ (рис. 1). Воды обычно обогащены фтором (до 27 мг/л), кремнием (до 100 мг/л H_2SiO_3 и более), алюминием (до 10 мг/л и более), вольфрамом, молибденом и рядом других анионогенных элементов. Термальная вода бесцветная, голубоватая, совершенно прозрачная, со слабым запахом сероводорода. Общая минерализация воды 0,30-0,36 г/л, реакция щелочная (pH – 9,4-9,7), радиоактивность 1,2 – 2,4 единицы Махе.

Как растворенные, так и спонтанные газы исследуемых термальных вод представлены в основном азотом (до 98 об.%) с примесью инертных газов (Ar, Kr, Xe, He и Ne). Примеси других газов (CO_2 , H_2S , O_2), как правило, незначительны. По данным изотопного состава $^3\text{He}/^4\text{He}$ и $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ растворенных газов, полученным в 2018 г., можно сделать вывод о радиогенно-

коровом генезисе гелия ($R/Ra > 1$ – источник гелия имеет мантийное происхождение, $R/Ra < 1$ – источник гелия имеет коровое происхождение). Также были рассчитаны пропорции соотношения между коровым, атмосферным и мантийным гелием, которые представлены в Таблице 1 [4]. В водах месторождения Кульдур углекислота имеет биогенное происхождение ($\delta^{13}C$ от -18,1 до -30‰).

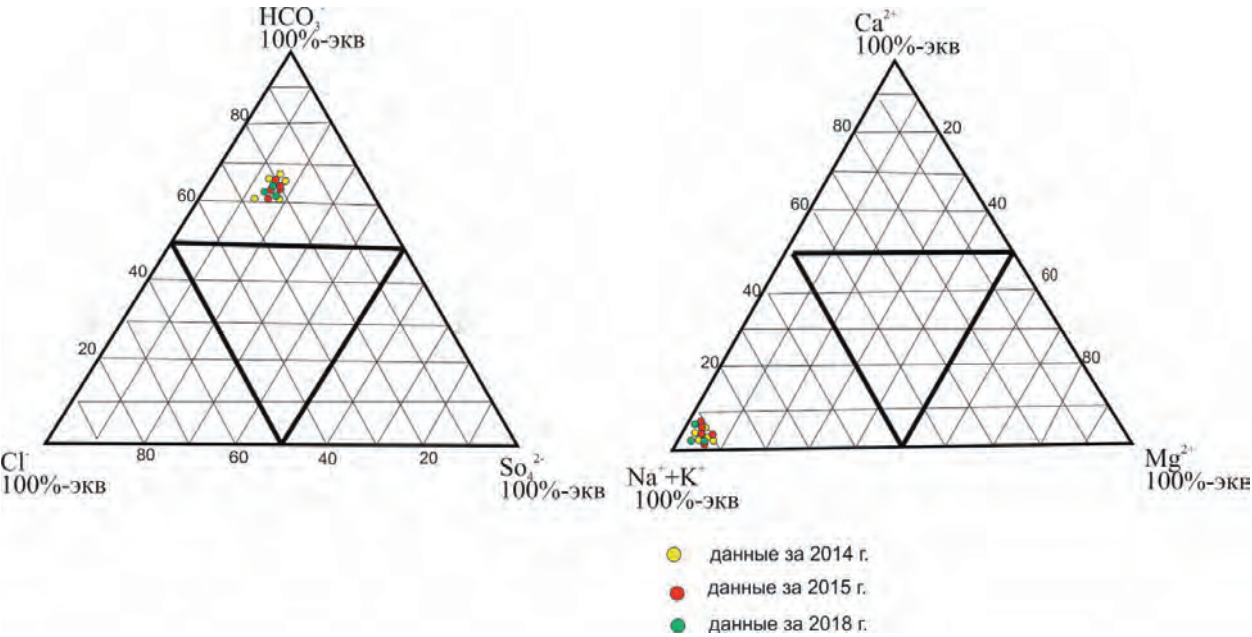


Рис. 1. Химический состав проб воды 2015-2018 гг.

На основе полученных данных за 2015 г. по изотопам кислорода $\delta^{18}O$ и водорода δD можно сделать вывод о метеорном происхождении термальных вод Кульдурского месторождения (рис.2). Низкое содержание изотопа Т ($< 0,7$ TU) говорит о достаточно продолжительном времени пребывания воды в системе, а также свидетельствует о не смешении пластовых вод с поверхностными водами.

Таблица 1

Проба	$^3He/^4He$	$^4He/^20Ne$	R/Ra	A(%)	C(%)	M(%)
2-87-18	4.12E-07	4.244	0.2944	7.46	89.86	2.68
3-87-18	2.86E-07	11.783	0.2046	2.67	95.8	1.53

Процентное соотношение между атмосферным, коровым и мантийным гелием.

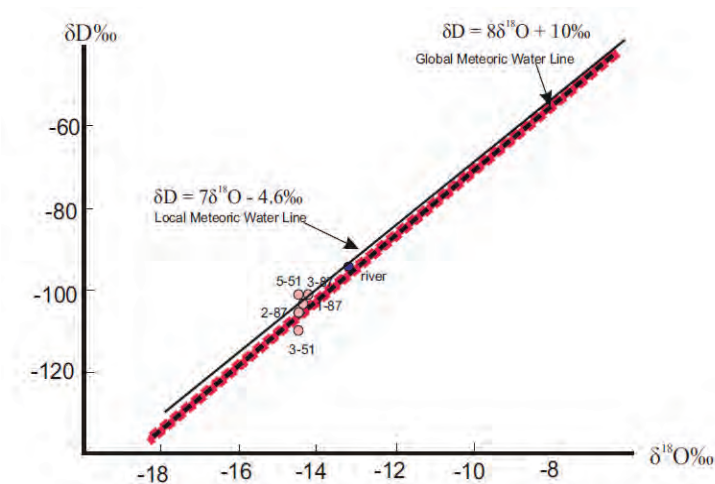


Рис. 2. Взаимоотношение между δD и $\delta^{18}O$ для Кульдурского месторождения ПВ (2015 г.)

На месторождении прослеживается достаточно четкая температурная зональность. В центральной области скважинами глубиной 100 м вскрываются высокотемпературные воды (71-73 °С), в промежуточной зоне температура – 55-60 °С (глубина скважин 100-116,7 м), а по флангам – 20-25 °С (глубина скважины 126 м) [1].

На основе химических анализов проб воды, отобранных в 2018 г., были рассчитаны глубинные температуры с помощью геохимических геотермометров. Для вычисления температур применялись Na-K и силикатный геотермометры. По Na-K геотермометру минимальная температура составила 69 °С, а максимальная 185 °С, средняя арифметическая температура составляет 130 °С. По силикатному геотермометру температура резервуара составляет 93-101 °С. Кульдурское месторождение находится в области влияния Буреинской смешанной петро-гидрогеотермической провинции. Геотермический градиент в данном районе колеблется от 25 °С/км до 45 °С/км. Для Кульдурского месторождения был рассчитан геотермический градиент, который составил 27 °С/км [2,3].

По данным о температуре формирования вод и геотермическому градиенту региона можно определить глубину формирования вод по формуле:

$$h_{\text{форм}} = \frac{T}{\gamma}, \text{ где}$$

$h_{\text{форм}}$ – глубина формирования термальных вод, км; T – температура, °С; γ – геотермический градиент °С/км.

Для расчета глубины формирования азотных вод термального месторождения Кульдур возьмем полученные ранее данные по температуре $T = 100-130$ °С, $\gamma = 27$ °С/км и получаем = 3.7-4.8 км составляет глубина формирования данных азотных терм.

Полученные данные показывают, что термальные воды месторождения формируются при проникновении метеорных вод в глубокие горизонты земной коры (до примерно 5 км) и прогреваются до температур 130 °С. Химический состав вод генерируется при взаимодействии водовмещающих пород с горячими подземными водами метеорного генезиса.

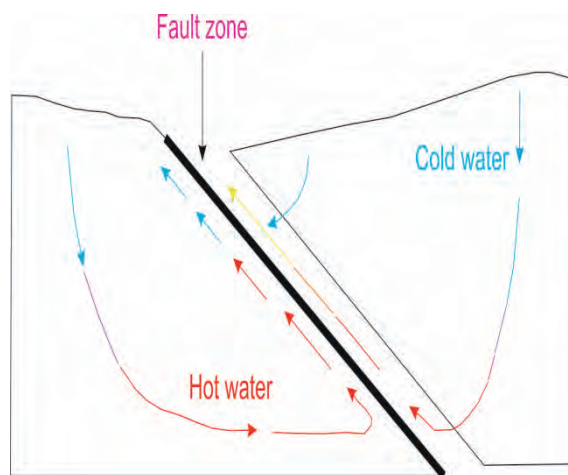


Рис. 3. Концептуальная схема циркуляции воды на месторождении Кульдур.

В 2018 г. начато исследование изотопного состава урана ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) в термальных водах месторождения Кульдур. Первые полученные значения показывают, что соотношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в скважинах примерно одинаковое (2,55), однако общая концентрация урана весьма низкая (находится в диапазоне 001-0,02ppb). Используя данные по ^{234}U и ^{238}U , была проведена ориентировочная оценка возраста термальных вод на основании уравнения, опубликованного в работе (Osmond and Cowart, 2000). По результатам данного расчета возраст термальных вод составляет примерно 400 тыс. лет, что намного меньше, чем возраст вод данного месторождения, оцененный в работе Дислера, 1968 г. Представляется, что полученные датировки более отвечают реальным условиям, и они примерно совпадают по возрасту с гидротермальными флюидами

в Калифорнии, возраст которых оценивается в 100 тыс. лет. В дальнейшем планируется произвести оценку возраста воды месторождения, используя изотоп ^{14}C , а также продолжить использование соотношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ для этой цели, но с применением более современных методик.

Таким образом, в дальнейшем планируется уточнение температур и глубин формирования термальных азотных вод месторождения Кульдур с помощью программного обеспечения AquaChem, а также определение равновесного химического состава. Используя изотопные методы, в итоге дать реально приближенную к действительности оценку возраста термальных вод данного месторождения.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ № 18-05-00445.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Компаниченко В.Н., Потурай В.А.** Гидрогеохимическая зональность и эволюция состава Кульдурских терм (Дальний Восток) // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. Москва, 2015. № 6. С.521-534.
2. **Поляк Б.Г., Толстихин И.Н., Якуцени В.П.** Геотектоника. 1979. № 5. С. 3-23;
3. **Четверков Ю.О., Аруев Н.Н. и др.** Содержание и изотопные соотношения благородных газов в конгеляционном льду озера Восток // Журнал технической физики, 2018. Т. 88. № 5. С. 760-769.
4. **Sano Y., Hiroshi W.** Geographical Distribution of $3\text{He}/4\text{He}$ Ratios in Japan: Implications for Arc Tectonics and Incipient Magmatism // Journal of Geophysical Research, 1985. Vol. 90. No. B10. P. 8729-8741.

^7Be , ^{210}Pb и ^{137}Cs В АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКАХ НА ЮГЕ И СЕВЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

К.А. Мезина¹, М.С. Мельгунов^{1,2}, Д.К. Беянин^{1,2}

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск,
e-mail: mezinaka@igm.nsc.ru

²Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

В современных исследованиях ^7Be и ^{210}Pb часто используются в качестве индикаторов при изучении различных поверхностных геологических процессов. В том числе, информация об их активности используется при оценке условий и скоростей формирования озерных осадков, изучении закономерностей переноса аэрозольных частиц в атмосфере и их выпадения на поверхность земли и т. д. [1-7]. Важной составляющей таких исследований является выявление закономерностей поступления ^7Be и ^{210}Pb на земную поверхность в составе сухих (пыль, аэрозоли) и мокрых (атмосферные осадки) выпадений.

В настоящее время в литературе отсутствуют широко известные данные о совместном атмосферном поступлении ^7Be , ^{210}Pb и ^{137}Cs в Арктическом и южном регионах Западной Сибири. Цель настоящей работы – устранить этот пробел и провести сравнительный анализ характера поступления ^7Be , ^{210}Pb и ^{137}Cs в состав атмосферных выпадений на исследуемых территориях Западной Сибири в зимний период.

Снежный покров является природным депонентом, накапливающим информацию об атмосферных поступлениях за достаточно большой промежуток времени от первого выпадения поздней осенью до его таяния весной. Его изучение может дать информацию об интегральном поступлении ^7Be , ^{210}Pb и ^{137}Cs и других химических элементов на земную поверхность за весь период снегонакопления без разделения вкладов сухой и мокрой компоненты.

Объектами исследования являются интегральные пробы снега, отобранные на всю глубину снежного покрова без разделения по слоям в конце апреля 2019 года в Арктической зоне (Надымский, Пуровский, Тазовский районы ЯНАО) и в середине марта 2019 года в южном регионе Западной Сибири (г. Новосибирск, п. Колывань Алтайского края, перевал Семинский республики Алтай). Пробы были отобраны в конце периода снегонакопления перед его таянием. Объем образцов составлял 50-60 л снега, из которых при таянии получалось до 24 л воды. После отстаивания и выпадения в осадок крупной фракции взвешенного вещества снеготалых вод проводились декантация пробы, а затем последовательное фильтрование декантированного раствора через два фильтра: фильтр «синяя лента» (средний размер пор 3 мкм) и мембранный фильтр 0,45 мкм. Полученный в результате фильтрования раствор упаривался до сухого остатка, в который переходило взвешенное вещество размерностью менее 0,45 мкм, представленное наноразмерными пылевыми, аэрозольными частицами, коллоидами и растворенной компонентой. В выделенных фракциях проводилось определение активности изучаемых радионуклидов методом высокоразрешающей полупроводниковой гамма-спектрометрии с использованием гамма-спектрометра на основе HPGe низкофонового колодезного детектора GWL-220-15 по аналитическим гамма-линиям 477 (^7Be); 46,5 (^{210}Pb) и 661,7 (^{137}Cs) кэВ. Нижний предел обнаружения указанных радионуклидов составлял 0,02 Бк. Длительность измерения единичного образца варьировалась от 12 до 48 часов и выбиралась с тем расчетом, чтобы статистическая погрешность определения площадей аналитических фотопиков 46,5 кэВ и 477 кэВ не превышала 5%.

В результате проведенных исследований установлено, что в образцах, представляющих Арктическую зону, средние содержания ^7Be , ^{210}Pb и ^{137}Cs в снеготалых водах составляют 262, 103 и <1мБк/л; для южного региона Западной Сибири-273, 171 и <1мБк/л, соответственно.

Сравнительный анализ полученных данных показывает:

1. Удельная активность ^{137}Cs по сравнению с ^{210}Pb и ^7Be мала и не превышает 1мБк/л во всех изученных точках. Это свидетельствует о незначительных современных содержаниях этого радионуклида в атмосфере.

2. Вклад крупнозернистой фракции (> 3 мкм) в общее содержание ^{210}Pb и ^7Be в снеготалых водах, характеризующих Арктическую зону, составляет для ^{210}Pb – 52%, ^7Be – 17,3%. Вклад фракции < 0,45 мкм–35,4 и 78,6% соответственно (рис. 1).

3. Эти величины для снеготалых вод южного региона Западной Сибири составляют 55,7 и 34,6%; 27 и 54,6%, соответственно (рис. 2).

4. Доля взвешенного вещества с размером фракции от 3 до 0,45 мкм невелика во всех исследованных пробах снега. Для ^{210}Pb и ^7Be она не превышает 18%, а в большинстве случаев значительно меньше этой величины (см. рис. 1 и 2).

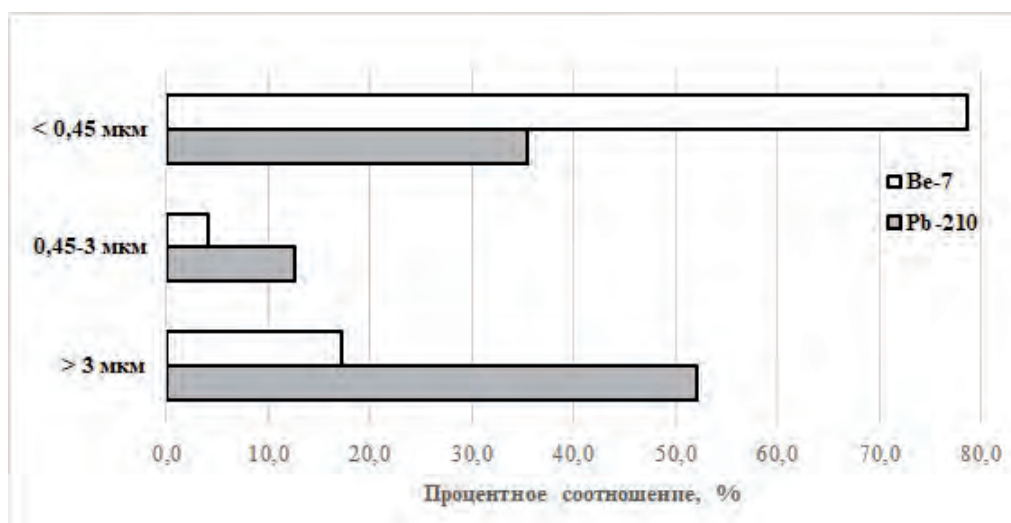


Рис. 1. Процентное соотношение ^7Be и ^{210}Pb для выделенных фракций Арктической зоны.

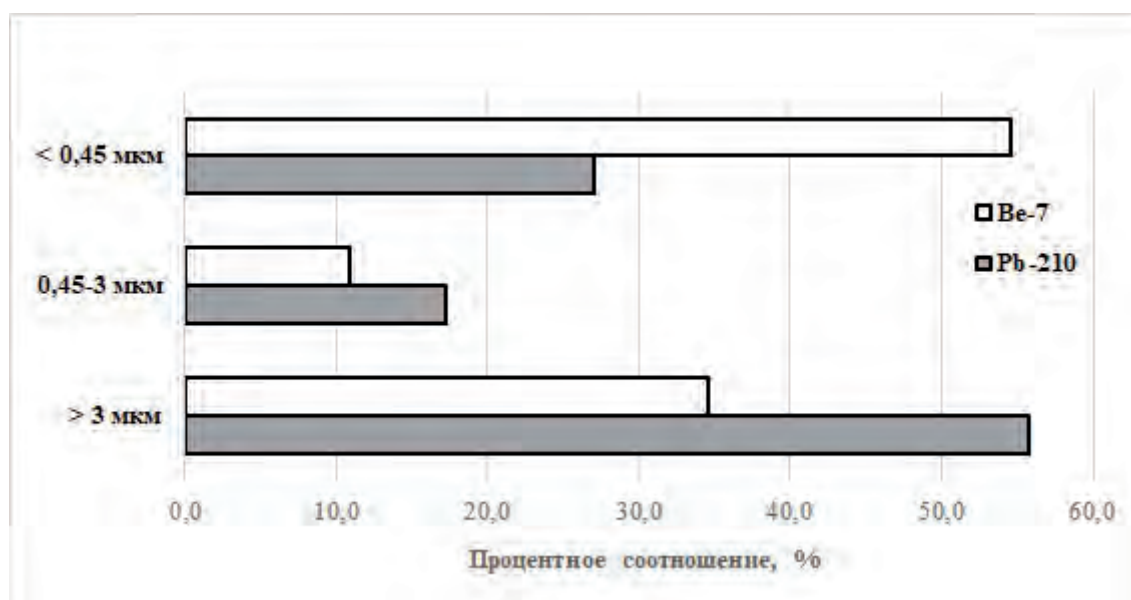


Рис. 2. Процентное соотношение ${}^7\text{Be}$ и ${}^{210}\text{Pb}$ для выделенных фракций южного региона Западной Сибири.

Анализ представленных данных показывает, что, несмотря на различие в географическом положении, концентрации ${}^7\text{Be}$ в талых водах северного и южного регионов практически равны. В то же время, удельная активность ${}^{210}\text{Pb}$ во взвешенном веществе талых вод, отобранных на юге, в 1,7 раза выше, что может свидетельствовать о гораздо более высоком уровне поступления пылевого материала в зимний период. Значительная часть ${}^7\text{Be}$ (Арктическая зона – 78,6%; южный регион – 54,6%) связана с фракцией размерностью менее 0,45 мкм (наноразмерные пылевые, аэрозольные частицы, коллоиды и растворенная составляющая). Количество ${}^7\text{Be}$, связанного с крупнозернистой фракцией, на севере в 2 раза меньше, чем на юге. Доли ${}^{210}\text{Pb}$, находящегося в этой фракции, для обоих регионов практически совпадают (52 и 55,7%). Для южного региона Западной Сибири во фракции <0,45 мкм удельная активность ${}^7\text{Be}$ в 3,4 раза выше активности ${}^{210}\text{Pb}$. Арктическая зона характеризуется более высоким значением этого отношения – 5,9.

В результате проведенных исследований впервые получены данные о совместном атмосферном поступлении ${}^7\text{Be}$, ${}^{210}\text{Pb}$ и ${}^{137}\text{Cs}$ в интегральных пробах снега, включающих в себя атмосферные осадки, пыль и аэрозоли, в Арктическом (за 7 месяцев) и южном (за 5 месяцев) регионах Западной Сибири.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН при частичной финансовой поддержке гранта РНФ №18-77-10039 (Арктическая зона) и гранта РФФИ №17-05-41076 РГО_а (юг Западной Сибири). Аналитические исследования проведены в ЦКП «Многоэлементные и изотопные исследования» ИГМ СО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Aba A. et al.** Depositional characteristics of ${}^7\text{Be}$ and ${}^{210}\text{Pb}$ in Kuwaiti dust // Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, 2016. Т. 307. № 1. С. 15–23.
2. **Baskaran M. et al.** Atmospheric depositional fluxes of ${}^7\text{Be}$ and ${}^{210}\text{Pb}$ at Galveston and College Station, Texas // Journal of Geophysical Research Atmospheres, 1993. Т. 98. №. D11. С. 20555-20571.
3. **Baskaran M. et al.** Residence time of arctic haze aerosols using the concentrations and activity ratios of ${}^{210}\text{Po}$, ${}^{210}\text{Pb}$ and ${}^7\text{Be}$ // Journal of Aerosol Science, 2001. Т. 32. №. 4. С. 443-452.
4. **Gourdin E. et al.** Suspended sediment dynamics in a Southeast Asian mountainous catchment: combining river monitoring and fallout radionuclide tracers // Journal of hydrology, 2014. Т. 519. С. 1811-1823.

5. **Kaste J. M. et al.** Seasonal controls on meteoric ^7Be in coarse-grained river channels // Hydrological processes, 2014. Т. 28. №. 5. С. 2738-2748.
6. **Taylor A. et al.** Temporal variability of beryllium-7 fallout in southwest UK // Journal of environmental radioactivity, 2016. Т. 160. С. 80–86.
7. **Yoon Y. Y. et al.** Seasonal variation of ^7Be and ^3H in Korean ambient air and rain // Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, 2016. Т. 307. № 3. С. 1629–1633.

РИСКИ ДЛЯ ГОРОДСКОЙ ИНФРАСТРУКТУРЫ ПРИ СТРОИТЕЛЬСТВЕ ГОРНОЛЫЖНЫХ КУОРТОВ (НА ПРИМЕРЕ ТОР «ГОРНЫЙ ВОЗДУХ» О. САХАЛИН)

А.А. Музыченко, В.А. Лобкина, Ю.В. Генсировский

Сахалинский филиал Дальневосточного геологического института ДВО РАН, Южно-Сахалинск, e-mail: nestral@yandex.ru

В Сахалинской области крупнейшим горнолыжным объектом является спортивно-туристический комплекс «Горный воздух» (СТК «Горный воздух»). Согласно концепции развития СТК «Горный воздух» будет создана единая система объектов горнолыжной инфраструктуры вдоль восточной границы г. Южно-Сахалинска на площади около 29,7 км².

Рассматриваемая территория находится в зоне интенсивного развития экзогенных геодинамических процессов (ЭГП) (оползни, сели, лавины и др.) и в зоне интенсивного проявления опасных гидрометеорологических процессов (низких температур, сильных ветров, сильных осадков, больших снеговых нагрузок, наводнений и др.).

Строительство новых горнолыжных трасс, канатных и подъездных дорог уже повлекло за собой сведение древесной растительности, удаление почвенно-растительного слоя в высотной зоне 200 – 900 м., перемещение и складирование на склонах значительных объемов срезаемых грунтов, перераспределение поверхностного и подземного стока. Активизация ЭГП уже наблюдается [2,3].

Рассмотрим влияние некоторых процессов более подробно.

Гидрометеорологические процессы. Исследования гидрометеорологического режима и характеристик гидрометеорологических процессов на в Сусунайском хребте никогда не проводились. Между тем, значения характеристик гидрометеорологических процессов на водоразделе Сусунайского хребта сильно превышают значения, наблюдавшиеся на ближайшей гидрометеорологической станции (ГМС) «Южно-Сахалинск», абс. высота которой – 22 м, а все объекты СТК «Горный воздух» будут возводиться на высотах от 100 до 1000 м. Использование при проектировании объектов и сооружений на г.г. Красная, Московская, Российская и т.д. гидрометеорологических данных, полученных на ГМС «Южно-Сахалинск», привело к ошибкам в проектировании и нежизнеспособности объектов (в первую очередь, канатно-кресельных подъемников).

Атмосферные осадки и снежный покров. Режим осадков в горной части Сусунайского хребта (в районах предполагаемого строительства объектов инфраструктуры СТК «Горный воздух») изучен недостаточно. С увеличением высоты местности увеличивается интенсивность и количество выпадающих осадков. Среднегодовое количество осадков, выпадающих на водоразделе Сусунайского хребта (г. Красная и др.), превысит количество осадков, выпадающих на г. Большевик, на 150 – 200 мм, а количество осадков, выпадающих на ГМС «Южно-Сахалинск», на 400 – 500 мм.

На метеоплощадке ГМС «Южно-Сахалинск» средняя высота снежного покрова составляет 46 см. Максимальная высота снежного покрова на метеоплощадке за весь период наблюдения составила 135 см (открытое место).

Максимальная высота снежного покрова в зависимости от абсолютной высоты местности увеличивается от 100 до 400 см. Так, максимальная наблюдаемая толщина снежного покрова на Сусунайском хребте в марте 1970 г. составила 350 см, а в высотной зоне 400-900 м – 400 см. Т.о., среднегодовая высота снежного покрова на г. Красная превысит высоту снежного покрова на ГМС «Южно-Сахалинск» на 200 – 300 см.

Максимальные значения снеговых нагрузок на объекты и сооружения, возведённые на водоразделе Сусунайского хребта (г. Красная и др.), превысят 1500 кгс/м² (максимальные значения снеговых нагрузок в г. Южно-Сахалинске – 600 кгс/м²).

Ожидаемые риски. При интенсивных снегопадах вероятно обрушение кровель зданий и сооружений, построенных без учета вертикального градиента осадков, обрыв кабелей электроснабжения, тросов канатных дорог.

Экзогенные геологические процессы.

Лавины. Лавинный режим в районе предполагаемого строительства изучен недостаточно. Наблюдения за лавинными процессами имели эпизодический характер. Регистрировались только наиболее крупные лавины. Объемы зарегистрированных лавин на Сусунайском хребте достигают 500 000 м³. Лавиноопасными являются склоны г. г. Российская, Красная, Острая, Майорская, пик Чехова и др.

Ожидаемые риски. При расширении комплекса в лавиноопасной зоне окажутся объекты инфраструктуры и горнолыжные трассы. Для защиты от лавин необходимо будет прибегнуть как к возведению сооружений инженерной противолавинной защиты, так и к созданию на комплексе противолавинной службы.

Сели. Селевой режим в районе предполагаемого строительства изучен недостаточно. Зарегистрированные объемы селевых потоков в бассейнах рек Рогатка и Уюновка превышают 300 000 м³. Грязекаменные сели отмечались и в бассейнах рек Еланька и Хомутовка, а также в мелких водотоках в бассейнах всех рек.

Ожидаемые риски. При расширении комплекса в селеопасной зоне окажутся объекты инфраструктуры и горнолыжные трассы. При перемещении грунтов и уничтожением растительного покрова в ходе строительства произойдет активизация селевых процессов. Стоимость мероприятий по противоселевой защите может оказаться очень высокой.

Оползни. Режим оползней в районе предполагаемого строительства изучен недостаточно. Ориентировочные объемы оползней могут достигать 1 000 000 м³.

Ожидаемые риски. При расширении комплекса в оползнеопасной зоне окажутся объекты инфраструктуры и горнолыжные трассы, а также при перераспределении поверхностного стока и сведении растительности на бортах долин, произойдет активизация крупных оползней.

Плоскостная эрозия. Активизация плоскостной эрозии вероятна при строительных работах на склонах долин рек и сведении растительности. Начнется интенсивный вынос с обезлесенных участков мелкозема с талыми и дождевыми водами.

Ожидаемые риски. Вынос большого количества взвешенных веществ вместе с талыми и дождевыми водами увеличит мутность водотоков, может привести к заилению водоприемных устройств поверхностных хозяйственно-питьевых водозаборов на реках Рогатка и Еланька.

Гидрологические процессы.

Речной сток. Водохранилища на реках Рогатка и Еланька являются основным источником водоснабжения для города, закрывая 60% потребностей в питьевой воде. Меженные периоды на этих реках характеризуются малым стоком, что в маловодные годы создаёт проблемы с обеспечением г. Южно-Сахалинска водой для хозяйственно-питьевого водоснабжения.

Строительство горнолыжных трасс, канатных и подъездных дорог, уничтожение древесной растительности, удаление почвенно-растительного слоя в высотной зоне 200 – 1000 м, перемещение и складирование на склонах больших объемов срезаемых грунтов неизбежно приведут к перераспределению поверхностного и подземного стока[1].

Ожидаемые риски. Строительство новых горнолыжных трасс и сопутствующей инфраструктуры повлекут за собой неизбежное увеличение скорости стекания дождевых и талых стоков со склонов и, как следствие, значительное увеличение расходов весеннего половодья и летне-осенних паводков, на которые не рассчитана пропускная способность мостов, коллекторов ливневой канализации в пределах городской застройки, через которую протекают реки, что приведет к затоплению части территории города Южно-Сахалинска и выход из строя систем ливневой канализации. При заполнении водоема для системы оснежения горнолыжных трасс в долине р. Еланька (запланированный объём – 100 000 м³ без учёта неснижаемого остатка) возможен полный перехват стока в наиболее напряженные для водоснабжения города периоды: в зимнюю и летне-осеннюю межень. Как следствие, городской водозабор не сможет обеспечить потребности города в питьевой воде.

Кроме того, такой большой объём воды, расположенный в сейсмоопасной зоне (8 – 9 баллов) в долине селеопасной реки, создаёт риски для города: при его прорыве часть городской застройки по берегам р. Еланька будет уничтожена. Возведение водохранилища объёмом более 100 000 м³ в сейсмоопасной зоне потребует строительства плотины водохранилища как объекта высокого класса защищённости, что обусловит её большую стоимость.

Возведение в долине р. Еланька гостиничного комплекса выше городского водозабора создаёт риски недопустимого по санитарным нормам ухудшения качества воды, поставляемого в городские водопроводные сети.

Из-за активного строительства водозабор на р.Еланька полноценно не функционирует вследствие повышения мутности и загрязнения воды строительными и прочими стоками.

Заключение.

Комплекс инженерно-геологических и инженерно-гидрометеорологических изысканий для выбора наиболее безопасных мест размещения объектов должен предварять любое строительство и эксплуатацию объектов на территориях, подверженных воздействию опасных природных процессов. Для решения этих задач до начала проектирования объектов необходимо разрабатывать концепцию развития объекта и его технико-экономическое обоснование.

Поскольку территория ТОР «Горный Воздух» непосредственно примыкает к территории г. Южно-Сахалинска, развитие СТК «Горный воздух» должно реализовываться в рамках единой концепции защиты территории г. Южно-Сахалинска от опасных процессов и с реконструкцией ливневой канализации города.

Возможные негативные последствия во время и после строительства окажутся для городской инфраструктуры крайне рискованными и затратными по устранению последствий непродуманных решений.

Во избежание негативных последствий при развитии СТК «Горный Воздух» необходима разработка концепции и технико-экономического обоснования развития ТОР «Горный Воздух» с учётом её подверженности воздействию неблагоприятных и опасных природных процессов и примыканию к ТОР крупного города (Южно-Сахалинска), на который ТОР будет оказывать крайне негативное воздействие.

ЛИТЕРАТУРА

1. **C. de Jong.** Properties and impact of artificial snow in mountain ski resorts // II international symposium: Physics, Chemistry and mechanics of snow. Yuzhno-Sakhalinsk. 2013. p. 163-165.
2. **Генсиоровский Ю.В., Казаков Н.А.** Снег как фактор, обуславливающий возникновение опасных природных процессов, влияющих на функционирование горнолыжных курортов, и риски для территорий населенных пунктов, находящихся в непосредственной близости от курортов (на примере строительства СТК «Горный Воздух», о. Сахалин // Сборник трудов III Международного симпозиума «Физика, химия и механика снега» Часть 2. Южно-Сахалинск. 2017. с. 102-107.

3. Кузнецова М.Р., Пашовкина А.А., Генсировский Ю.В. Изменение характеристик максимального поверхностного стока и связанные с этим опасности для объектов инфраструктуры (на примере строительства биатлонного комплекса в г. Южно-Сахалинск) // Инженерные изыскания. 2019. Т. XIII. № 1. С. 56-67.

ГЕНЕЗИС ПОДЗЕМНЫХ ВОД НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АРКТИЧЕСКИХ РАЙОНОВ СИБИРИ

Д.А. Новиков.

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск,
e-mail: NovikovDA@ipgg.sbras.ru*

Осадочные бассейны Арктики представляют огромный интерес – как регион с уникальными потенциальными ресурсами углеводородов. В настоящее время в России более чем 90% всего газа и около 10% нефти дают месторождения Арктики [1]. Промышленные скопления нефти и газа выявлены во многих из них: Западно-Сибирский, Енисей-Хатангский, Анабаро-Хатангский и другие. Уникальность Арктики заключается в том, что этаж промышленной нефтегазоносности по изученным бассейнам охватывает отложения от древних докембрийских до четвертичных. Гидрогеологическое строение арктических районов осадочных бассейнов Сибири также весьма сложное и зависит от множества факторов. Степень их гидрогеологической изученности крайне неоднородна. Наиболее изученным является Западно-Сибирский осадочный бассейн (ЗСОБ) [6]. Огромная роль воды в формировании осадочных пород и процессах миграции, аккумуляции и деградации углеводородов с очевидностью вытекает из основополагающих работ В.И. Вернадского, В.А. Сулина, Г.М. Сухарева, А.А. Карцева и других ученых.

Независимо от того, как произошло зарождение гидросферы на Земле, возникшая вода включилась в разнообразные круговороты, которые привели к формированию разных генетических типов подземных вод, под которыми понимаются типы воды, объединенные единым источником питания, механизмом проникновения в земные недра и общей направленностью круговых процессов. Разработкой генетической классификацией подземных вод занимались Э. Зюсс (нем. Eduard Suess), Р.А. Дели (Daly R.A.), А.А. Козырев, Г.Н. Каменский, Н.И. Толстихин, А.М. Овчинников, Э.Т. Дэгенс (Degens E.T.), Х. Шоллер (Schoeller H.), А.А. Карцев, Д.Е. Уайт (White D.E.), Е.В. Пиннекер и другие. Как известно, Г.Н. Каменский выделил три генетических цикла подземных вод: 1) Инфильтрационный, или континентальный, связанный с инфильтрацией атмосферных вод и комплексом геохимических процессов, идущих в верхней зоне земной коры. 2) Морской, или осадочный, связанный с захоронением морских вод в процессе осадконакопления и с дальнейшей их метаморфизацией. 3) Метаморфический или магматический, связанные с формированием глубинных вод. В силу того, что до настоящего времени различить магматические и метаморфические воды практически невозможно, имеет смысл объединить рассматриваемые два цикла в один – метаморфогенно-магматический. Конкретные проявления того или иного цикла не всегда можно выделить в чистом виде, т.е. циклы взаимодействуют между собой, что приводит к смешению различных генетических типов вод. Примером такого взаимодействия циклов может служить вытеснение седиментогенных вод инфильтрогенными. К сказанному следует отметить, что во многих классификациях среди генетических типов вод выделяются такие, как метаморфические, вулканогенные и другие. Однако под этими терминами фактически кроются не генетические, а смешанные воды разного генезиса.

К настоящему времени установлено, что арктические районы ЗСОБ отличаются невысокой минерализацией подземных вод и рассолов до 63,3 г/дм³ в районе Известинского, Комсомольского и Губкинского месторождений Надым-Тазовского междуречья [4] и до 51 г/дм³

в пределах Малыгинской группы месторождений на полуострове Ямал, бессольфатностью, значительным содержанием в подземных водах мезозойского этажа растворенных ОВ и газов углеводородного состава, изменениями гидрогеохимических типов и минерализации подземных вод по площади и в разрезе. При этом каждая из водоносных толщ мезозоя характеризуется рядом гидрогеохимических особенностей, обусловленных палеогидрогеологической историей, последующими процессами метаморфизации состава подземных вод, а также вертикальной миграцией вод из палеозойского фундамента в осадочный чехол в районах отсутствия мощной вулканогенно-осадочной толщи триаса. В пределах криогенной толщи полуострова Ямал развиты криопэги – уникальные высокоминерализованные воды и рассолы с отрицательной температурой до $-8,5^{\circ}\text{C}$. Они формируются за счет процессов криогенной метаморфизации морских вод и имеют хлоридный натриево-магниевый состав и величину общей минерализации до 150 г/дм^3 .

В пределах мезозойских комплексов Енисей-Хатангского бассейна наиболее соленые воды с величиной общей минерализации более 20 г/дм^3 выявлены на Пеляткинской ($24,8\text{ г/дм}^3$ в апт-альб-сеноманском комплексе), Суходудинской ($23,3\text{ г/дм}^3$ в нижне-среднеюрском комплексе) и Ванкорской площади ($23,0\text{ г/дм}^3$ в верхнеюрском комплексе) [2]. В соответствии с гидродинамическими и гидрогеотермическими условиями водоносных комплексов юрских и меловых отложений, здесь устанавливаются основные гидрогеохимические закономерности: вдоль северо-восточной границы распространены гидрокарбонатные натриевые и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией до 5 г/дм^3 , сменяющиеся по мере продвижения к центральным и юго-западным областям хлоридными натриевыми водами с минерализацией до $15\text{--}20\text{ г/дм}^3$. Гидрогеохимическая картина подземных вод свидетельствует о дифференциации водоносных комплексов юрских и меловых отложений. В разрезе можно выделить различные типы вертикальной гидрогеохимической зональности от прямой доминирующей в пределах Мессояхской наклонной гряды до инверсионной. В целом, пестрота состава подземных вод, наблюдаемая в низах осадочного чехла, уменьшается вверх по разрезу, и в апт-альб-сеноманском комплексе происходит существенное выравнивание гидрогеохимических условий и нивелирование минерализации подземных вод.

Далее на восток бессолевой тип разреза, характерный для Западно-Сибирского и Енисей-Хатангского бассейнов в пределах Анабаро-Хатангского бассейна сменяется на соленосный, что сразу проявляется в гидрогеохимическом поле и характере вертикальной гидрогеохимической зональности [6], как это было установлено ранее при характеристике гидрогеологических особенностей переходного типа разреза от древней Сибирской платформы к молодой Западно-Сибирской плите на примере расположенного южнее Предъенисейского осадочного бассейна [3]. Здесь широко развиты соляно-купольные и штоковые структуры, характерные для многих солеродных бассейнов мира [5]. В настоящее время рассолы в Анабаро-Хатангском бассейне выявлены в пределах семи водоносных комплексов: нижне-среднеюрских, триасовых образований, пермских, каменноугольных, девонских, венд-кембрийских и рифейских отложений. Изученные рассолы имеют хлоридный натриевый состав с величиной общей минерализации, варьирующей в широком интервале $52,3\text{ -- }312,3\text{ г/дм}^3$. Химический тип рассолов с повышенным содержанием кальция и минерализацией $54,6\text{ -- }144,6\text{ г/дм}^3$ установлен в пределах водоносного комплекса рифейских отложений на Костроминской площади, кембрийских на Северо-Соулемской и пермских отложений на Улаханской и Северо-Соулемской площадях. В регионе установлены два типа вертикальной гидрогеохимической зональности. Инверсионный приурочен к районам распространения солянокупольных структур на полуострове Юрюнг-Тумус, Южно-Тигянской структуре, Ильинской и других. Рассолы с наибольшей минерализацией до $312,3\text{ г/дм}^3$ выявлены в водоносных горизонтах водоносного комплекса триасовых образований [6]. Далее вниз по разрезу происходит ее существенное снижение. Высокоминерализованные рассолы выявлены в приконтурных зонах соляных диапиров и являются следствием выщелачивания солей современными и древними инфильтрационными водами. Прямой (нормальный) тип вертикальной гидрогеохимической

зональности установлен в пределах структур с отсутствием солянокупольных структур. В граничных районах Сибирской платформы, прилегающих с юга к исследуемой территории, в кембрийских, вендских и рифейских отложениях содержатся сильнометаморфизованные рассолы хлоридного натриевого, натриево-кальциевого и кальциевого состава с величиной общей минерализации до 480 г/дм³.

Установлено, что с ростом степени метаморфизации подземных вод и рассолов, которая заключается в росте после захоронения содержаний кальция, брома и стронция, значительно меняется их состав. Среди всех изученных подземных вод и рассолов, как показал детальный анализ гидрогеохимических материалов, наиболее метаморфизованными являются рассолы, распространенные в пределах Анабарского кристаллического щита архей-протерозойского возраста, которые характеризуются хлоридным кальциевым составом и величиной общей минерализации более 300 г/дм³. Анализ распределения основных генетических коэффициентов подтверждает это. Величина rNa/rCl составляет 0,2-0,3, Cl/Br колеблется в интервале 50-150, а отношение Ca/Cl превышает 0,5. Рассолы средней степени метаморфизации установлены в водоносных горизонтах кембрия, венда и рифея Сибирской платформы. Подземные воды и слабые рассолы Западной Сибири и Енисей-Хатангского бассейна с отсутствием галогенных формаций находятся на самой начальной стадии метаморфизации состава, у которых отношение Ca/Cl обычно не превышает 0,20, а более высокие значения соотносятся с водами активного газоводообмена в их пределах. Инфильтрогенные рассолы выщелачивания в пределах солянокупольных структур Анабаро-Хатангского бассейна в генетическом плане схожи с современными рассолами выщелачивания солянокупольных структур Ирано-Пакистанского бассейна и других. Таким образом выстраивается закономерная цепь химических и генетических типов подземных вод и рассолов арктических районов Сибири. На самой начальной стадии находятся воды пестрого химического состава зоны активного газоводообмена. Затем следуют подземные воды осадочных бассейнов с отсутствием солей в гидрогеологическом разрезе, которые в свою очередь сменяются рассолами осадочных бассейнов с галогенными формациями. Заключительным звеном в этой цепи с максимальной степенью метаморфизации выступают рассолы кристаллических щитов архей-протерозойского возраста.

В итоге можно выделить три генетические группы вод: 1) инфильтрогенные, 2) седиментогенные и 3) конденсатогенные. В первую входят современные и древние инфильтрогенные воды, рассолы выщелачивания солянокупольных структур. Ко второй принадлежат седиментогенные воды (включая рассолы), литогенные воды и криопэги. В третью группу следует выделить особый тип конденсатогенных вод, имеющих единый генезис с углеводородными залежами. Современные и древние инфильтрогенные воды – это водные растворы, имеющие атмосферный генезис и проникшие в породы путем инфильтрации при гипергенезе, характеризующиеся величиной общей минерализации до 20 г/дм³ и хлоридно-гидрокарбонатным и гидрокарбонатно-хлоридным натриевым составом. К древним инфильтрогенным также следует относить хлоридные натриевые рассолы выщелачивания каменной соли с величиной общей минерализации 200-315 г/дм³, развитые в пределах солянокупольных структур Анабаро-Хатангского бассейна. В условиях арктических районов Сибири седиментогенные воды и слабые рассолы развиты в пределах водоносных комплексов юры и мела Западной Сибири и Енисей-Хатангского бассейна и характеризуются хлоридным натриевым составом и величиной общей минерализации 25-63,3 г/дм³. Литогенные воды, высвобождающиеся при термодегидратации преимущественно глинистых минералов развиты в горизонтах мела и юры на глубинах более 2 км (Новиков, 2019) и характеризуются общей минерализацией 5-15 г/дм³ хлоридно-гидрокарбонатным и гидрокарбонатно-хлоридным натриевым составом. Седиментогенные рассолы распространены в пределах водоносных комплексов кембрия, венда и рифея Сибирской платформы с величиной общей минерализации до 480 г/дм³ преимущественно хлоридного натриевого, натриево-кальциевого и кальциевого состава. Криопэги пользуются широким распространением в пределах полуострова Ямал и Таймыр и распространены в отложениях лайд, островов, пойм в низовьях рек, характеризующихся морским типом засо-

ления. Для этих районов криопэги характеризуются высокой минерализацией до 150 г/дм³ и неглубоким залеганием, начиная с 1 метра. Конденсатогенные воды отличаются наибольшим разнообразием химического состава и вариацией всех генетических коэффициентов. Помимо низкой величины их общей минерализации, которая составляет обычно 2-10 г/дм³ они отличаются высокой газонасыщенностью до 2,0 л/л и более.

Из вышесказанного можно сделать следующие выводы: 1). В арктических районах осадочных бассейнов Сибири распространены подземные воды и рассолы с величиной общей минерализации от 0,2 до 480 г/дм³ хлоридного-гидрокарбонатного натриевого, хлоридного натриевого, хлоридного кальциевого и других химических типов. 2) Гидрогеохимические материалы выявили, что подземные воды мезозойских отложений Западно-Сибирского, Енисей-Хатангского, Анабаро-Хатангского бассейнов находятся на начальной стадии метаморфизации химического состава. Рассолы Сибирской платформы достигли средней стадии метаморфизации. Наиболее измененными за счет процессов взаимодействия с вмещающими горными породами и рассеянным органическим веществом являются рассолы Анабарского кристаллического щита. 3) Особенности геохимии подземных вод и рассолов во многом определяются составом вмещающих пород (наличие или отсутствие соленосных формаций), гидродинамикой водонапорных систем, гидравлической взаимосвязью водоносных комплексов, палеогидрогеологической историей. Их современный химизм является продуктом длительной геологической эволюции захороненных сингенетичных вод. Изначальный состав формируется в обстановках осадконакопления. Затем, на стадиях диагенеза и катагенеза, захваченные воды претерпевают значительные изменения, вовлекаясь во множество процессов, таких как: уплотнение осадков, элизионный водообмен, вертикальная и латеральная миграция, термодегидратация глинистых минералов и взаимодействие в системе «вода-порода-газ-ОВ». В этой связи наряду с составом растворенных веществ для правильной идентификации генетического облика подземных вод и рассолов необходимо всесторонне изучать их изотопный состав. Окончательное отнесение водного раствора к тому или иному генетическому типу возможно только после изучения их изотопного состава, в первую очередь распределения δD , $\delta^{18}O$, 3H , ^{37}Cl , ^{81}Br , $^{87}Sr/^{86}Sr$. 4) В изучаемом регионе можно выделить три генетические группы вод: инфильтрационные, седиментогенные и конденсатогенные. В первую входят современные и древние инфильтрационные воды, рассолы выщелачивания солянокупольных структур. Ко второй принадлежат седиментогенные воды (включая рассолы), литогенные воды и криопэги. В третью группу следует выделить особый тип конденсатогенных вод, имеющих единый генезис с углеводородными залежами.

Исследования проводились при финансовой поддержке проекта ФНИ № 0331-2019-0025 и Российского фонда фундаментальных исследований в рамках научного проекта № 18-05-70074.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Конторович А.Э.** Пути освоения ресурсов нефти и газа российского сектора Арктики // Вестник РАН, 2015. Том 85. № 5-6. С. 420-430.
2. **Новиков Д.А.** Гидрогеологические предпосылки нефтегазоносности западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба // Геодинамика и тектонофизика, 2017. Том 8. № 4. С. 881-901.
3. **Новиков Д.А., Шварцев С.Л.** Гидрогеологические условия Предъенисейской нефтегазоносной субпровинции // Геология и геофизика, 2009. Том. 50, № 10. С. 1131-1143.
4. **Шварцев С.Л., Новиков Д.А.** Природа вертикальной гидрогеохимической зональности нефтегазоносных отложений (на примере Надым-Тазовского междуречья, Западная Сибирь) // Геология и геофизика, 2004. Том 45. № 8. С. 1008-1020.
5. **Hudec M.R., Jackson M.P.** A Terra infirma: Understanding salt tectonics // Earth-Science Reviews, 2007. Vol/82(1/2) P. 1-28.
6. **Novikov D.A.** Hydrogeochemistry of the Arctic areas of Siberian petroleum basins // Petroleum Exploration and Development, 2017. Vol. 44. № 5. P. 780-788.

ГЕОХИМИЯ ХЕМОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОЛЧАНСКОГО МИНЕРАЛЬНОГО ИСТОЧНИКА (О. САХАЛИН)

А.А. Павлов^{1,2}, К.Ю. Бушкарёва², Г.А. Челноков², И.В. Брагин², Н.А. Харитонов^{2,3}

¹Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток, e-mail: geopavlove@gmail.com

²Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

³Московский государственный университет, г. Москва

Волчанское месторождение углекислых минеральных вод расположено в западной части среднего Сахалина, в Углегорском районе Сахалинской области РФ, в верховьях ручья Сенного – левого притока р. Волчанки (рис. 1). В результате проведенных в 1988 - 1991 гг. поисков и предварительной разведки (Розорителева, 1991) установлены плановые границы месторождения, его структурные особенности, оценены эксплуатационные запасы минеральных вод, пригодных для использования в лечебно-столовых целях. Пробурено 8 скважин, в том числе 1 разведочно-эксплуатационная. В настоящее время месторождение не эксплуатируется, дорога заросла, многие скважины разрушены.

Согласно геологическим данным, минеральные воды связаны с трещиноватыми осадочными породами аракайской свиты верхнего палеогена (песчаники и туфы), которые перекрыты с поверхности маломощным слоем глин (1-2 м). Зона активного водообмена составляет не более 100 м от поверхности и обусловлена выветриванием. Гидрогеологические условия территории очень сложные и обусловлены зонально-блоковой структурой и трещиноватостью. Вода из водоносных горизонтов безнапорная, пресная, гидрокарбонатная. Сопутствующие газы представлены CO_2 (60 объ. %) и CH_4 (31 объ. %). В тектоническом плане месторождение локализовано в пределах одного из крупнейших тектонических нарушений острова – Западно-Сахалинского разлома.



Рис. 1. Карта расположения Волчанского месторождения минеральных вод и ситуационный план.

1 – участок работ, 2 – скважины, 3 – разломы.

Основная разгрузка Волчанских минеральных вод осуществляется через природный источник. Уровень воды в скважинах составляет 1 м. Вокруг источника сформировалась область осадков на площади около 20 м². Скорость осадкообразования оценивается нами в 1,5 м³ сухого вещества в год.

Вторичные минеральные фазы, отлагающиеся на месте выхода источника на поверхность, были исследованы в Дальневосточном Геологическом Институте ДВО РАН (Приморский центр локального элементного и изотопного анализа) с использованием метода масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на спектрометре Agilent 7500. Редко-земельные элементы были нормированы к стандарту Северо-Американского сланца (NASC). Хемогенные отложения были исследованы рентгеновскими методами и с помощью сканирующего электронного микроскопа JEOL JSM-6490LV с ЭДС INCA Energy, X-max и ВДС INCA Wave. Рентгеновский анализ проводился на дифрактометрах ДРОН-3М и Дифрактометр (XRD) MiniFlex II (Rigaku).

Химический состав минеральных вод относится к Na-Cl-HCO₃ типу с минерализацией от 5,4-6,0 г/л. Воды холодные, со стабильным pH = 6,4-7,4, а значения Eh отвечают восстановительным условиям (-195 до +64) [3].

Вторичные осадки, формирующиеся в пределах Волчанского месторождения, представлены исключительно оксидами железа (табл. 1). Они выделяются очень высокими содержаниями Ba (до 17700 г/т), Sr (до 2700 г/т). Концентрации U и Th в осадках низкие, в пределах 0,01-0,08 г/т. Впервые установлено, что концентрации РЗЭ в хемогенных отложениях Волчанского месторождения составляют 44,7 г/т, что значительно выше по сравнению с концентрациями в исходных водах ($\Sigma\text{REE} = 0,93$ мкг/л). Это указывает на то, что РЗЭ накапливаются с оксидами железа при смене восстановительных условий на окислительные. Сорбированные оксидами железа РЗЭ имеют пологий профиль с незначительным увеличением концентраций в сторону тяжелых РЗЭ.

Таблица 1.

Химический состав хемогенных отложений, формируемых Волчанским источником углекислых минеральных вод.

Компонент	[%]	Элемент	ppb	Элемент	ppb
SiO ₂	2,8	La	9,07	Tb	0,37
TiO ₂	0,002	Ce	14,21	Dy	2,27
Al ₂ O ₃	0,1	Pr	1,96	Ho	0,49
Fe ₂ O ₃	57,19	Nd	8,38	Er	1,36
MgO	0,13	Sm	2,18	Tm	0,18
CaO	5,49	Eu	0,68	Yb	1,23
Na ₂ O	1,01	Gd	2,15	Lu	0,22
H ₂ O	27,65	ΣREE	44,75		

Ожидалось, что фракционирование РЗЭ приведет к обогащению осадков церием, т.е. они будут характеризоваться положительной цериевой аномалией. Однако такая картина фракционирования между водой и Fe-оксидами не подтвердилась.

В оксидах железа обнаружены такие же отрицательные аномалии церия (Ce/Ce*=0,7), как и в минеральных водах (Ce/Ce*=0,6). Подобная картина наблюдается и для Eu: положительные аномалии (Eu/Eu*=1,3) в осадках аналогичны аномалиям в воде (Eu/Eu*=2,0). Возможная причина заключается в том, что пока проанализированы только осадки, отобранные с поверхности, по которой происходит сток минеральных вод (начальный этап окисления). Экспериментами было показано, что отрицательные аномалии Ce в водах развиваются при старении осадков FeOOH [1, 4].

Значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ во вторичном кальците составляет -12,7‰(VPDB) и +15,7‰(VSMOW) соответственно, располагаясь между значениями кальцита, сформировавшегося из ювенильного флюида и морскими известняками [2]. Такое значение углерода характерно для пресноводных карбонатов, в то время как вода, формирующая карбонаты, содержит примесь метаморфической воды ($\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O})=+5,7\text{‰}$)

Работа была выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № ЯФ_а 19-55-50002 и № 18-35-00100).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Bau M.** Scavenging of dissolved yttrium and rare earth by precipitating iron oxyhydroxide: Experimental evidence for Ce oxidation, Y/Ho fractionation, and lanthanide tetrad effect // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1999. V. 63. P. 67–77.
2. **Bowman J.R.** Stable-isotope systematics of scarns // *Mineralized intrusion-related skarn systems* // Mineralogical Association of Canada Short Course Series. V. 26. Quebec City, Quebec, 1998. P. 99–145.
3. **Chelnokov G.A., Bragin I.V., Kharitonova N.A.** Geochemistry of mineral waters and associated gases of the Sakhalin Island (Far East of Russia) // *Journal of Hydrology*, 559. P. 942–953.
4. **Kawabe I., Ohta A., Ishu S., Tokumura M., Miyauchi K.** REE partitioning between precipitates and weakly acid NaCl solutions: Convex tetrad effect and fractionation of Y and Sc from heavy lanthanides // *Geochem. J.* 1999. V. 33. P. 167–179.

ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ДОЛИНАХ РЕК СЕНЦА И ЖОМБОЛОК, ВОСТОЧНЫЙ САЯН

В.А. Пеллинен¹, Е.В. Лебедева², А.А.Светлаков¹, Т.М. Сковитина¹, Д.В.Михалев³

¹*Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, e-mail: vadim.a.pellinen@ya.ru*

²*Институт географии РАН, Москва*

³*Географический факультет МГУ, Москва*

Цель и задача данной работы состояла в изучении и сравнении экзогенных процессов, развивающихся в двух троговых долин, имеющих различные этапы эволюционного развития в конце кайнозоя. Реки Сенца и Жомболок являются левыми притоками р.Оки в ее среднем течении. Высоты водораздельных поверхностей, сложенных преимущественно раннепротерозойскими гнейсами и палеозойскими гранитами [3], колеблются от 1800 до 2400 м н.у.м., глубина эрозионных врезов достигает 700–800 м. Ориентация и форма долин обусловлены разломной тектоникой, вдоль их бортов на отдельных участках отчетливо прослеживаются зоны смещений и повышенной трещиноватости, к которым приурочено активное развитие гравитационных процессов (формирование осыпей) и курумообразование. В верховьях основных долин и их притоков широко развиты экзарационные формы рельефа – кары и цирки. Сами долины представляют собой классические трог с элементами аккумулятивного ледникового рельефа в виде боковых и конечных морен позднеледникового возраста. В нижнем течении долины рассматриваемых рек практически субпараллельны, однако кардинальное их различие состоит в том, что долина р.Сенца выполнена преимущественно ледниковыми отложениями, а долины р. Жомболока – в позднем ледниковом-голоценовом возрасте было перекрыто потоками базальтовых лав разных по возрасту генераций (от более 13 тыс. лет. до 1268–928 лет. [2]).

Отложения аллювиального, озерного, гляциального, делювиального и пролювиального генезиса, выполняющие днище долины р. Сенцы и слагающие ее надпойменные террасы, представлены суглинками, супесями, песками, галечниками, валунами. Данная территория относится к зоне сплошного развития многолетнемерзлых пород (ММП), то мелкозернистые и тонкодисперсные осадки, преимущественно слагающие низкую и высокую поймы, являются благоприятной средой для активизации процессов криогенного пучения [1]. В пределах нижнего течения р. Сенцы в днище долины в 680 м на СЗ от п. Шаснур в 2017 г. были организованы наблюдения на двух участках с максимальным развитием бугров пучения (местоположение полигона № 1 см на рис. 1). На этом участке русло реки меандрирует, пойма изобилует старичными и термокарстовыми озерами.

Первый полигон расположен на залесенной части высокой поймы (высота над урезом 2-3 м), с северо-востока и запада он граничит со старичными озерами, на юге – ограничен руслом реки. Бугры пучения имеют здесь продолговатую форму и ориентированы параллельно руслу. Их высоты достигают 6,5 м над поверхностью полигона, а над урезом реки в меженный период – до 8,7 м. Древесная растительность, покрывающая полигон, несколько замедляет процессы протаивания и промерзания на этом участке.

Второй полигон расположен на открытом участке поверхности низкой поймы, он ограничен с запада старичным озером, которое при поднятии уровня реки более чем на один метр, соединяется с р. Сенцой. Высота самого крупного бугра пучения в пределах второго полигона равна 5,1 м относительно бровки поймы, а относительно уреза в меженный период составляет 7,3 м (рис. 1).

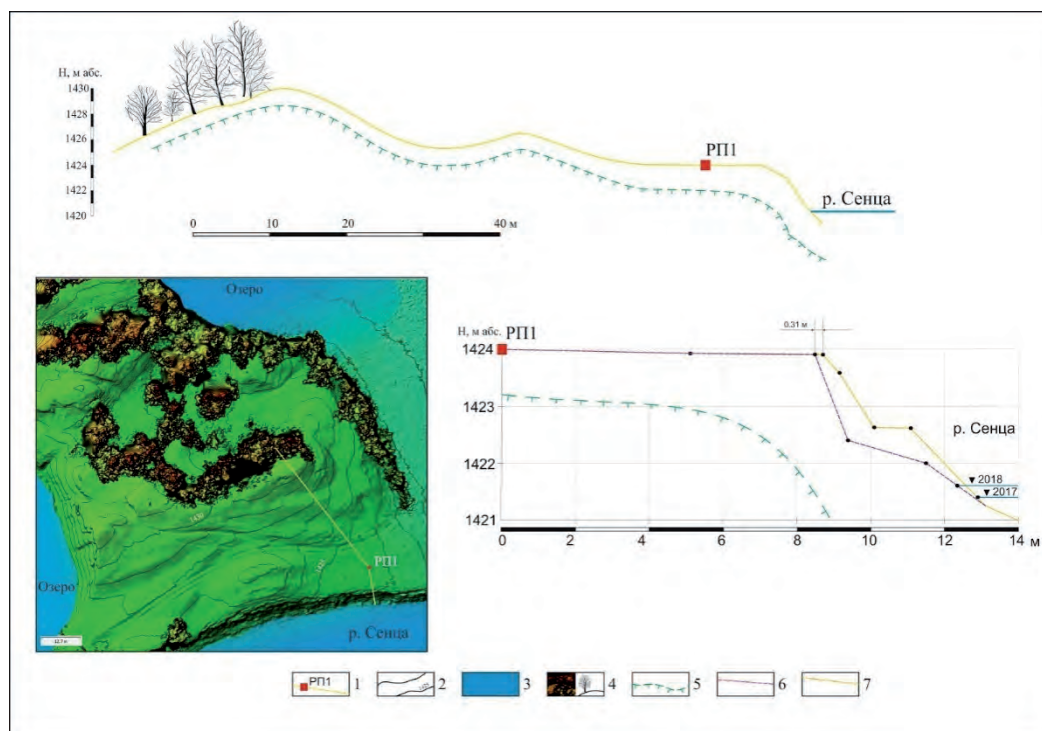


Рис. 1. Профиль берега р. Сенцы в пределах полигона № 1.

1 – репер; 2 – изолинии; 3 – водные объекты; 4 – растительность (лиственный лес); 5 – положение кровли мерзлых грунтов на 14.07.2018; профиль (инструментально измеренный): 6 - 2017 г., 7 - 2018 г.

По установленным реперам зафиксировано, что береговая линия поймы в районе второго полигона за период 2017-2018 гг. отступила на 0,31 м (рис. 1). Довольно быстрому отступанию бровки способствуют два фактора. Первый – это изменение температурного режима грунтов в пределах сезонно-талого слоя, глубина которого варьирует от 1,0 до 1,5 м. С 2015 по 2018 гг. среднегодовая температура в скважинах мониторинга у подошвы сезонно-талого слоя имела положительный тренд – температура пород повысилась с $-1,1$ до $-0,6$ °С. Вторым фактором являются паводки в летний период, вызванные ливневыми осадками. Инструментально было установлено, что при продолжительности дождя около 12 часов уровень р. Сенцы за сутки поднимается на 0,52 м. При этом вода не только активно размывает отложения, находящиеся как в увлажненном ($W=78\%$), так и в сухом ($W=7\%$) состоянии, поскольку время размокания в среднем не превышает четырех часов, но и оказывает на них тепляющее воздействие. Мощность слоя протаявших отложений береговой полосы контролируется боковой эрозией реки. В местах, где река подрезает бугры пучения, она вскрывает их ледяные ядра (линзы инъекционного льда мощностью до 1,2 м), здесь активно идет термоабразия.

В днище долины р. Жомболок террасы отсутствуют, современное русло выработано в прочных лавах, для него характерны вынужденные меандры, обусловленные особенностями строения базальтовых потоков. Боковая эрозия наиболее активно развивается в пределах морен, которые расположены в приустьевой части долины. В речном аллювии содержание базальтового материала незначительно (рис. 2), в нижнем течении были закартированы единичные участки с полуокатанной галькой. Высокий класс окатанности отмечается у гальки, представленной гранитоидами, кварцитами и гнейсами, поступившей в русло в результате размыва мореных отложений или из боковых притоков.

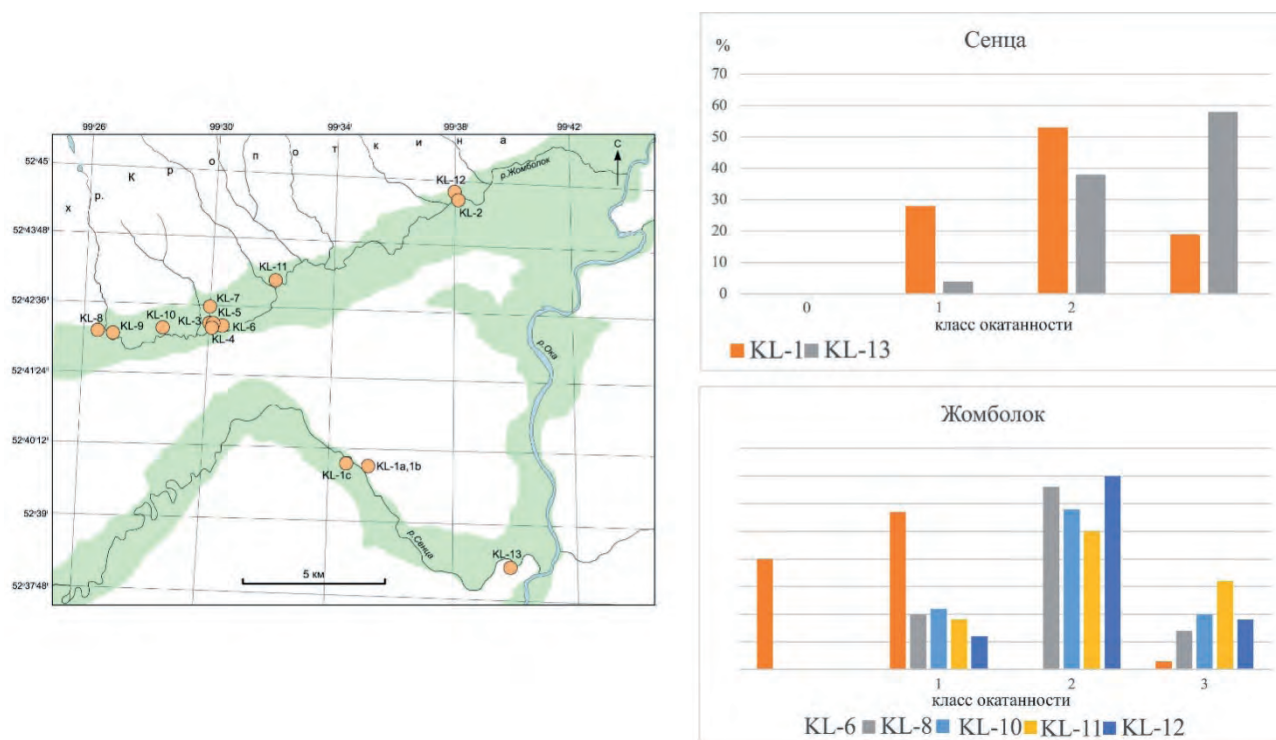


Рис. 2. Окатанность гальки в руслах рек Жомболок и Сенца

Потоки базальтовых лав, перекрывшие ледниковые отложения в р. Жомболок, кардинально изменили характер криогенных процессов в ее днище. Рыхлые отложения оказались перекрыты толщей магматических пород: вместо насыщенных влагой мерзлых грунтов сформировались морозные породы, в которых нет характерных криогенных процессов, проявляющихся в виде пучения и льдовыделения с формированием шлиров сегрегационного льда различной мощности и криогенных текстур.

В заключении отметим, что проявления вулканизма в долине р. Жомболок значительно повлияло на развитие и образование ряда процессов в обеих долинах, дальнейшие исследования, накопление и обработка полученных данных позволят дать прогнозную оценку распространения и развития процессов в пределах долин нижнего течения рек Жомболок и Сенца.

Работа выполнена в рамках приоритетного направления: IX.136 "Катастрофические эндогенные и экзогенные процессы: проблемы прогноза и снижения уровня негативных последствий" (проект IX.136.1.3, РК АААА-А17-117022250069-1) и ГЗ ИГ РАН. Полевые работы частично профинансированы РФФИ (проект № 18-05-00967).

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев С.В., Алексеева Л.П., Светлаков А.А., Козырева Е.А., Васильчук Ю.К. Литология и строение бугров пучения в долине р. Сенца (Окинское плоскогорье, Восточные Саяны) // Арктика и Антарктика. 2017. № 2. С. 136–149.

2. Аржанников С. Г., Иванов А.В., Аржанникова А.В., Демонтерова Е.И., Жоливе М., Воронин В.И., Буянтуев В.А., Осколков В.А. Возраст Жомболокского лавового поля (Восточный Саян) по дендрохронологическим и радиоуглеродным данным // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. №. 1. С. 27-47.

3. **Геологическая карта: N-47-XXVIII.** Геологическая карта СССР. Восточно-Саянская серия. Масштаб: 1:200000 / под ред.: Арсентьев В. П. Ленинградская картфабрика объединения, 1967.

СОВРЕМЕННОЕ ТЕМПЕРАТУРНОЕ СОСТОЯНИЕ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ В ДОЛИНЕ РЕКИ СЕНЦА

А.А. Светлаков, Е.А. Козырева, С.В. Алексеев

Институт земной коры СО РАН, г.Иркутск, e-mail: sir.swetlackov@yandex.ru

Температурный режим в области распространения многолетнемерзлых грунтов имеет свои особенности формирования и отличается от других геокриологических типов мерзлых грунтов. Долина р. Сенца располагается в пределах Окинского плоскогорья в восточной части Восточного Саяна. Данная территория в геокриологическом отношении относится к области сплошного распространения многолетнемерзлых грунтов. Мощность многолетнемерзлых пород варьирует от 140 до 200 м, а среднегодовая температура мерзлых грунтов изменяется в пределах $-3...-8.5^{\circ}\text{C}$ [1].

Климат на территории Окинского плоскогорья резко континентальный. Среднегодовая температура воздуха изменяется в пределах от -2.7°C до -6.4°C . За последние 50 лет в пределах Окинского плоскогорья отмечается положительный тренд температуры атмосферного воздуха, что может негативно сказаться на современном состоянии многолетнемерзлых грунтов. Ежегодный прирост температуры составляет $0.017^{\circ}\text{C}/\text{год}$ [2].

В пределах исследуемого участка температура атмосферного воздуха имеет отрицательный среднегодовой градиент, варьирующий от -1.5°C до -1.8°C , в годовом цикле амплитуда колебаний изменяется от 22.8°C до -39.1°C , что способствует сохранению многолетнемерзлых грунтов на данной территории. Промерзание в области сплошного распространения многолетнемерзлых грунтов начинается в октябре с установлением устойчивых отрицательных температур, за сутки температура опускается до -7°C . С наступлением ноября температура воздуха начинает резко понижаться, что приводит к понижению температуры на 0.1 м, за месяц температура опустилась с -2.2 до -26.2°C , что привело к полному промерзанию грунтов сезонноталого слоя.

Протаивание многолетнемерзлых грунтов начинается с середины апреля после установления положительных среднесуточных температур атмосферного воздуха. Мерзлые грунты протаивают вплоть до ноября. На глубине 1.0 м протаивание происходит в конце июня, максимальная температура на данной глубине отмечена в августе и составляет 2.9°C . Пик минимальной температуры составляет -3.7°C и отмечается в феврале.

Мощность снежного покрова не превышает 0.1 м, а растительный покров в летний период скуден, поэтому реакция геологической среды на изменение температурных условий происходит без задержек. Многолетнемерзлые грунты отличаются устойчивыми отрицательными температурами. Ниже глубины годовых нулевых теплооборотов на отметке 19.5 м, температура с 2016 по 2018 гг. оставалась стабильной и составила -1.0°C , что отличается от данных приведенных ранее по данному региону.

Среднегодовая температура на глубине 1.0 м за весь период исследований с 2015 по 2018 гг. имеет положительный тренд температуры (рис. 1), который варьируется в пределах от -0.6 до -1.1°C . Тренд температуры грунтов указывает на современное изменение климата, что скажется на термодинамических условиях грунтовой толщи. В пределах сезонноталого

слоя формируются условия для образования таликовых участков и последующей деградации многолетнемерзлых грунтов.

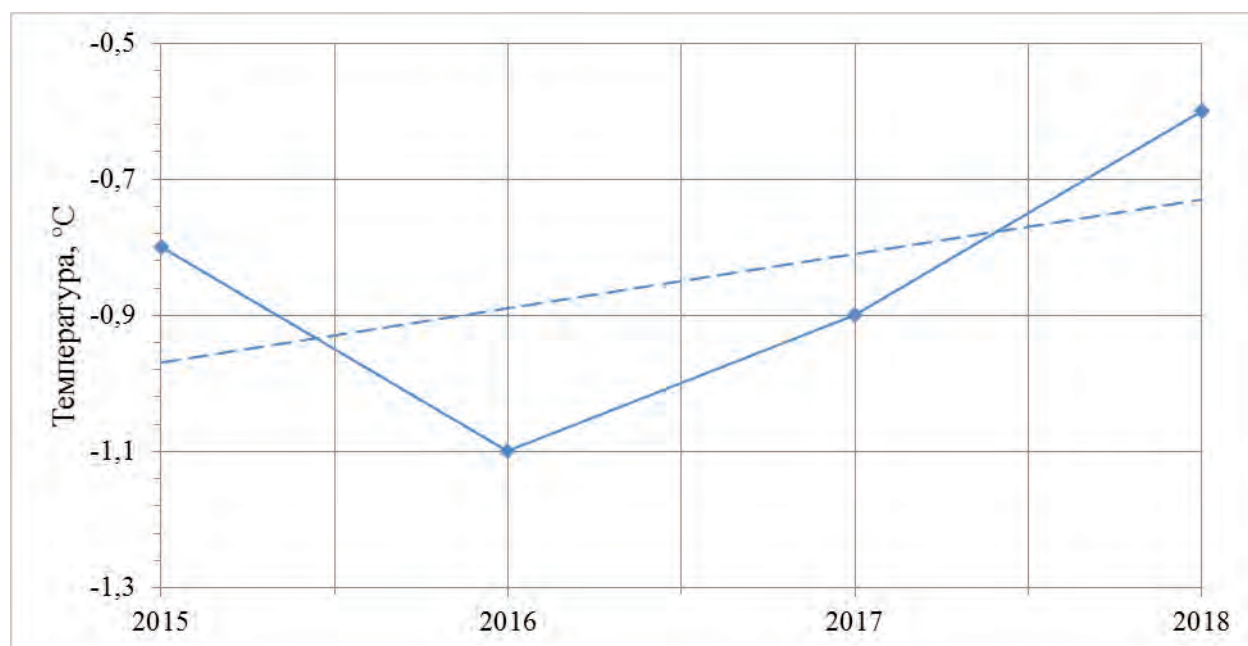


Рис. 1. Среднегодовая температура грунтов на глубине 1.0 м.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Гидрогеология СССР.** Том XXII. Бурятская АССР. М.: Недра, 1970. 432 с;
2. **Интернет ресурс** – <http://gis.ncdc.noaa.gov/map>, дата обращения 20.10.2017 г.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ АНАБАРО-ХАТАНГСКОГО БАСЕЙНА

А.В. Черных

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск,
e-mail: ChernykhAV@ipgg.sbras.ru*

Изучаемый район расположен в граничных районах республики Саха (Якутия) и Красноярского края. Интерес недропользователей к Анабаро-Хатангскому бассейну (АХБ) требует детального изучения гидрогеологических условий, учитывая, что здесь поисковые работы осложнены рядом факторов, таких как: мощная криогенная толща с криопэгами, низкие температуры атмосферного воздуха большую часть года, отсутствие транспортной инфраструктуры и т.д. Гидрогеологическая изученность исследуемой территории крайне низка, а нефтегазопроявления выявлены по всему разрезу. В связи с этим, остаются нерешенными множество вопросов, таких как изучение процессов формирования химического и газового состава подземных вод и рассолов, криогенного метаморфизма, геотермической зональности, структуры гидродинамического поля и т.д.

Электронная база представлена результатами испытаний по 120 объектам 15 поисковых площадей, включает в себя 15 замеров пластовых давлений, 122 точечных замера пластовых температур, 255 анализов полного химического состава подземных вод, 4 пробы водорастворенного газа и 3 пробы растворенного органического вещества (ОВ). Наиболее изученным является триасовый и пермский водоносные комплексы.

Согласно исследованиям ряда ученых, нефтегазоносными и нефтегазоматеринскими отложениями на исследуемой территории могут быть как палеозойские (кембрийские,

девонские и пермские), так и мезозойские (триасовые, юрские и меловые) комплексы [1, 3, 4, 6]. Согласно В.А. Каширцеву, нефти АХБ обязаны своему происхождению в большей степени органическому веществу нефтематеринских пород девонского соленосного комплекса, в меньшей – породам верхнего палеозоя [4]. Открытые небольшие залежи и нефтегазопоявления в основном связаны с пермским и триасовыми отложениями, реже – с девонскими и меловыми [5]. В других нефтегазоносных бассейнах с развитыми в них девонскими соленосными отложениями (Кемпендйская впадина, Норильский регион и др.) перспективными на нефть и газ являются также палеозойские и реже мезозойские отложения.

АХБ по общегидрогеологическим и палеогидрогеологическим критериям можно отнести к перспективному. Регион характеризуется мощным (до 8-9 км) осадочным чехлом с выдержанными по простиранию водоносными комплексами с хорошими фильтрационно-емкостными свойствами (пористость до 35-50%, а проницаемость до 0,131 мкм²) [2]. В исследуемом районе также повсеместно развита мощная криогенная толща, толщины которой достигают в южной части бассейна 400-500 м. Криолитозона является надежным флюидоупором и оказывает существенное влияние на температурный режим недр и залежей углеводородов. По результатам проведенных палеогидрогеологических реконструкций установлено, что в центральной части региона долгое время доминировали морские условия седиментации, что благоприятно сказывалось на захоронении сингенетичных хлоридных натриевых вод совместно с глинистыми осадками, богатых ОВ. Континентальный режим осадконакопления преобладал в краевых частях бассейна. Согласно проведенным геотермическим исследованиям, в пределах мезозойско-кайнозойских отложений пластовые температуры не превышают 60°C. Температуры палеозойского комплекса на глубинах от 1,5 до 3 км в свою очередь находятся в диапазоне благоприятных значений для протекания процессов нефтегазобразования от 60°C до 120°C практически на всей территории исследования. Пластовые температуры в подошве палеозойских отложений на севере изучаемого региона достигают 180-220°C. В целом на севере и в центральных районах АХБ значения температурного градиента на превышают 2,6°C/100м. Среди гидрогеохимических показателей, из-за отсутствия данных по водорастворенным газам и ОВ, был выбран ряд генетических коэффициентов ($r_{Na/rCl}$, Cl/Br , $r_{Ca/rMg}$, B/Br), химический тип вод, величина общей минерализации, низкие значения концентрации сульфат-иона, повышенные значения гидрокарбонат-иона, а также наличие высоких значений ряда микрокомпонентов. Анализ комплекса критериев позволил закартировать в исследуемом регионе четыре зоны по вероятности открытия новых залежей углеводородов: 1) неперспективная на верхнюю пермь и мезозой, 2) низкоперспективная, 3) среднеперспективная и 4) высокоперспективная (рис.1).

Неперспективная зона на верхнюю пермь и мезозой расположена на юго-западе региона исследования. Осадочный чехол в этой зоне не превышает 2 км, а пластовые температуры достигают 60°C. Подземные воды и рассолы преимущественно хлоридного кальций-натриевого состава характеризуются небольшими значениями величины минерализации до 80 г/дм³ и $r_{Na/rCl}$ отношения (до 0,8). В этой зоне перспективными отложениями следует считать нижнепалеозойские и верхнепермские.

К бесперспективной зоне примыкает пояс низкоперспективных зон нефтегазоносности. В его пределах мощность осадочного чехла достигает 4000 м, а криолитозоны 200-400 м. Пластовые температуры на глубинах до 3 км не превышают 120°C. Значения $r_{Na/rCl}$ отношения в доминирующих хлоридных натриевых водах и рассолах составляют около 1. Низкоперспективными в этой зоне следует относить ниже-среднепермские отложения.

Севернее низкоперспективной зоны расположена среднеперспективная зона нефтегазоносности. К этой зоне приурочена часть выявленных залежей УВ на Южно-Тиганской площади и нефтегазопоявления на Чайдахской площади). Она характеризуется сравнительно невысокой мощностью криолитозоны (до 200 м), пластовые температуры не превышают, как правило 180°C. Также стоит отметить повышенные значения I от 0,05 г/дм³ на Гуримисской и Северо-Суолемской площадях до 0,29 г/дм³ на Улаханской в отложениях тустакской свиты.

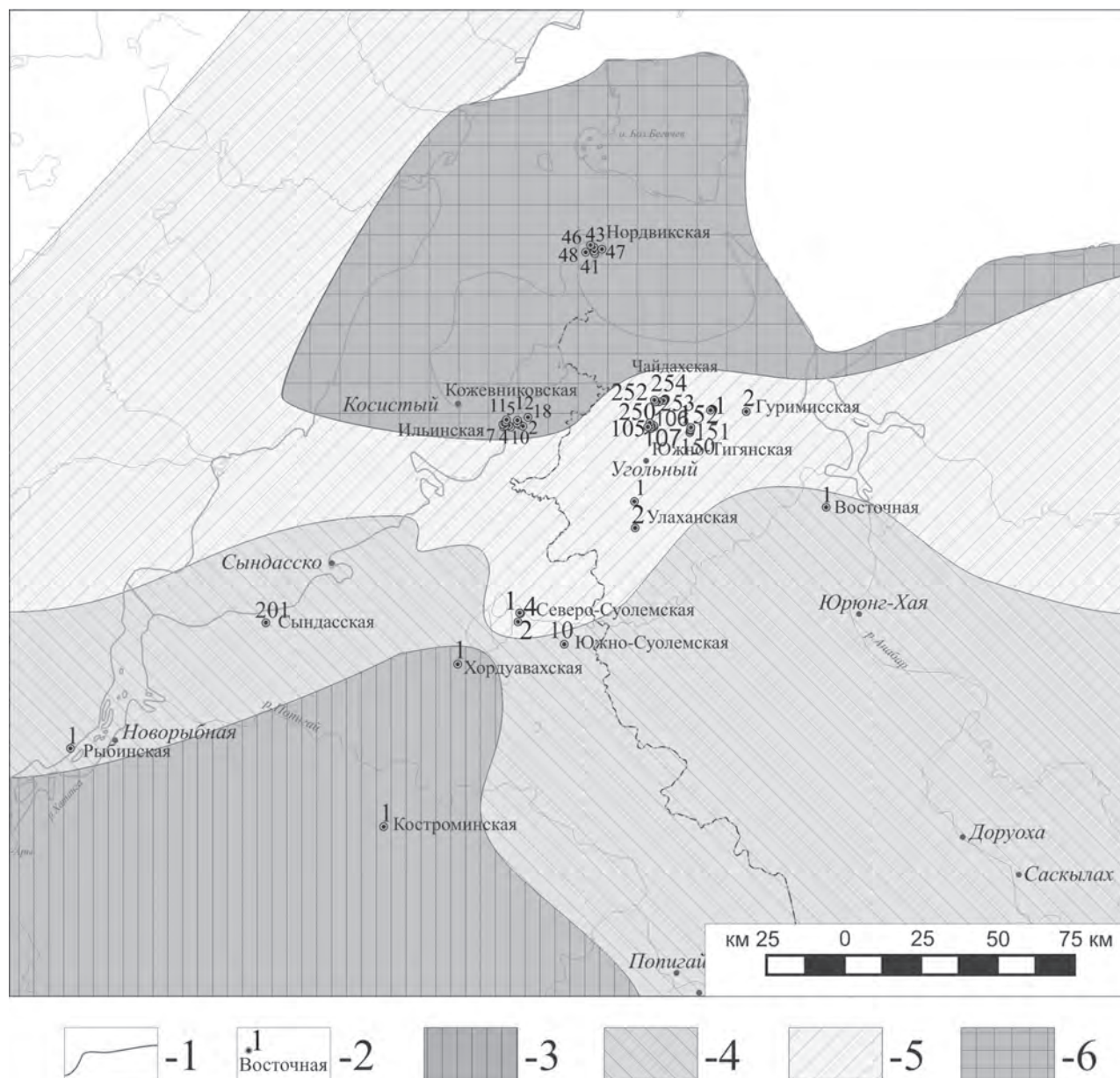


Рис.1. Схема районирования вероятной нефтегазоносности Анабаро-Хатангского бассейна.

1 – административные границы; 2 – скважины; зоны нефтегазоносности: 3 – неперспективная на верхнюю пермь и мезозой; 4 – низкоперспективная; 5 – среднеперспективная; 6 – высокоперспективная

Наиболее перспективны в этой зоне ниже-среднепермские отложения в виду повышенных фильтрационно-емкостных свойств (пористость до 49% и проницаемость до 0,096 мкм²), в меньшей степени мезозойские (триасовые, юрские и меловые).

Северо-восточная часть изучаемого региона относится к высокоперспективной зоне нефтегазоносности. Здесь открыты залежи в пермских (Ильинская, Кожевниковская площади) и триасовых (Нордвикская площадь), а также выявлены нефтегазопроявления в ниже- и среднеюрских отложениях. Значения пластовых температур здесь изменяются в широком интервале от 40 до 200°C, мощность многолетнемерзлых пород, как правило, не превышает 300 м. В этой зоне доминируют рассолы выщелачивания каменной соли с минерализацией до 312 г/дм³, значения гNa/гCl в среднем составляет около 1, гCa/гMg отношение меньше 5. Перспективными отложениями в этой зоне являются в основном нижнемезозойские отложения на сводах и склонах положительных структур, пермские отложения на изученных площадях имеют довольно низкие показатели фильтрационно-емкостных свойств (пористость до 10%).

Также к перспективным структурам стоит относить своды и склоны Журавлиного, Сопочного и Белогорского куполовидных поднятий.

Исследования проводились при финансовой поддержке проекта ФНИ № 0331-2019-0025 «Геохимия, генезис и механизмы формирования состава подземных вод арктических районов осадочных бассейнов Сибири» и Российского фонда фундаментальных исследований в рамках научного проекта № 18-05-70074 «Ресурсы Арктики».

ЛИТЕРАТУРА

1. **Девятков В.П., Савченко В.И.** Новые данные к переоценке ресурсов углеводородов Анабаро-Хатангской нефтегазоносной области // Геология нефти и газа, 2012. № 1. С. 55-61.
2. **Зуйкова Ю.Л.** Комплексное обобщение геолого-геофизических данных по территории севера Таймырского АО с целью выбора нефтегазоперспективных участков и направлений ГРП. СПб.: ЗАО «Координационный центр «РОСГЕОФИЗИКА», 2006. 105 с.
3. **Калинко М.К.** История геологического развития и перспективы нефтегазоносности Хатангской впадины. Л.: Государственное науч.-исслед. изд-во нефтяной и горно-топливной литературы, 1959. 360 с.
4. **Каширцев В.А., Ким Н.С., Фурсенко Е.А., Дзюба О.С., Фомин А.Н., Чалая О.Н.** Генезис нефтей и нефтепроявлений Анабаро-Хатангской седловины (Арктический сектор Сибирской платформы) // Литология, петрография, минералогия, геохимия, 2013. №1. С. 54-63.
5. **Мазитов М.Р., Качкин А.А., Скачек К.Г., Ларичев А.И., Бостриков О.И., Хабаров А.Н., Семенова З.А.** Геолого-геохимические критерии нефтегазоносности Анабаро-Хатангской седловины // Нефтегазовая геология. Теория и практика, 2017. Т. 12. № 4. 22 с.
6. **Пронкин А.П., Савченков В.И., Хлебников П.А., Эрнст В.А., Филипцов Ю.А., Афанасенков А.П., Ефимов А.С., Ступакова А.В., Бордунов С.И., Сулова А.А., Сауткин Р.С., Глухова Т.А., Перетолчин К.А.** Новые данные о геологическом строении и возможной нефтегазоносности зон сочленения Западно-Сибирской и Сибирской платформ со складчатым Таймыром // Геология нефти и газа, 2012. № 1. С. 29–42.