

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Дальневосточный геологический институт

**СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ,
ГЕОХИМИИ И ГЕОЭКОЛОГИИ
ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ**

Материалы
3-й региональной конференции молодых ученых
Владивосток, 28 августа – 4 сентября 2010 года

Владивосток
Дальнаука
2010

УДК 55+550.4+504.5](063)(571.6)

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ, ГЕОХИМИИ
И ГЕОЭКОЛОГИИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ:

Материалы 3-й региональной конференции молодых ученых,
Владивосток, 28 августа-4 сентября 2010 г.

Владивосток: Дальнаука, 2010. 182 с.

В сборнике представлены результаты исследований молодых ученых по различным аспектам геологии, геохимии и геоэкологии научно-исследовательских институтов Дальнего Востока, Сибири и других регионов России. Сборник рассчитан на широкий круг геологов.

ОРГАНИЗАЦИОННЫЙ КОМИТЕТ КОНФЕРЕНЦИИ

Председатель оргкомитета

академик РАН *Александр Иванович Ханчук*

Заместитель председателя

д.г.-м.н. *Игорь Владимирович Кемкин*

Учёный секретарь

м.н.с. *Евгений Иванович Медведев*

Председатели секций

д.г.-м.н. *Игорь Владимирович Кемкин*

д.г.-м.н. *Владимир Степанович Пушкарь*

д.г.-м.н. *Вадим Георгиевич Хомич*

д.г.-м.н. *Юрий Алексеевич Мартынов*

к.г.-м.н. *Александр Александрович Карабцов*

д.г.-м.н. *Валентина Павловна Зверева*

д.г.-м.н. *Олег Васильевич Чудаев*

д.т.н. *Александр Наумович Четырбоцкий*

Редакторская группа

А.И. Ханчук (отв. редактор), И.В. Кемкин, Е.И. Медведев

Компьютерная вёрстка

С.В. Михайлова

Материалы печатаются в авторской редакции

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	9
СЕКЦИЯ 1	
<i>Геология и геодинамика Тихоокеанской окраины России</i>	12
Александров И.А. Генезис флюидной фазы метаморфических пород станового комплекса	12
Ашурков С.В., Серов М.А., Бызов Л.М., Саньков А.А. К вопросу о восточной границе Амурской плиты	15
Белоус О.В. Флювиальный рельеф Берингова моря	17
Босин А.А. Распределение содержания хлорина в поверхностных осадках Чукотского моря	20
Ильницкая А.В. Предварительные результаты оценки изменения размеров земли по данным космической геодезии	22
Казакова Е.Н. Морфология лавиносборов на территории населенных пунктов Сахалинской области	24
Колесник А.Н., Марьяш А.А. О распределении общего органического углерода в поверхностном слое донных осадков Чукотского моря и примыкающей открытой части Северного ледовитого океана	26
Лобкина В.А. Особенности образования склоновых селевых потоков на о. Сахалин	28
Михайлик П.Е. Богатые галлием гидротермально-осадочные железомарганцевые корки подводных вулканов Японского моря	30
Нечаюк А.Е., Голозубов В.В. Миграция депоцентров бассейнов Татарско-го пролива	31
Пеллинен В.А., Хак В.А. Механизм формирования эрозионных форм береговой зоны Братского водохранилища (участок Шалоты)	34
Потехина И.А. Разломно-блоковое строение кимберлитовой трубки Комсомольская и структурная модель ее формирования	36
Рыбальченко С.В. Селевая опасность населенных пунктов Сахалинской области	39
Хак В.А. Особенности формирования береговой и подводной зон Братского водохранилища: доминирующие факторы морфолитогенеза	43
СЕКЦИЯ 2	
<i>Палеонтология и стратиграфия мезозойских и кайнозойских отложений Дальневосточного региона</i>	47
Васильева Л.Е. Млекопитающие прибрежной зоны пролива Босфор Восточный в позднем голоцене (по материалам археологических раскопок)	47

Гапликова Е.Н. Палеоэкология характеристика карбонатных образований горы Голубиная (Шкотовский район)	49
Лихачёва О.Ю. Эволюционная этапность развития диатомей как отражение основных геобиологических событий неогена Приморья (юг Дальнего Востока)	51
Лобкина В.А. Выявление зависимости между ареалами распространения дикого северного оленя и ландшафтно-стратиграфическими комплексами снежного покрова (о. Сахалин)	54
Обрезкова М.С. Диатомовая флора голоценовых осадков Берингова пролива и южной части Чукотского моря	57
Романова А.В. Изменчивость комплексов фораминифер в донных отложениях Охотского моря как отражение палеоклиматической ритмики	58
Смышляева О.П., Захаров Ю.Д., Попов А.М. Раннеоленинская микроценовая фауна южного Приморья	60
Суховеев Е.Н. Сейсмостратиграфия осадочного чехла Охотского моря по профилю ом-1 (Охотское море)	62
Федорец Ю.В. Ихтиофауна прибрежной зоны пролива Босфор Восточный период раннего железного века (по материалам раскопок памятников Назимова-1 и Поспелова-1)	65
Федорец Ю.В., Васильева Л.Е. Отолиты камбал (сем. pleuronectidae) из раковинных куч период раннего железного века	66
Шарова О.А., Раков В.А. Моллюски бухты Экспедиции (зал. Посъета, Японское море) в период Бохая (по материалам археологических раскопок краскинского городища)	69
Элбакидзе Е.А. Биостратиграфия озера Алексеевское горы Ольховой (южное Приморье)	71
СЕКЦИЯ 3	
Металогения, минералогия и генезис месторождений полезных ископаемых Дальнего Востока России	73
Былкова А.Е., Хомич В.Г. Предпосылки выявления пологозалегающих геологических образований по петрофизическим данным в юго-восточном Забайкалье	73
Ивин В.В. К прогнозной оценке ниже-таежного рудного узла по эндогенным геохимическим ореолам	76
Кадашникова А.Ю. Алмазы Приамурья	78
Колесник О.Н., Колесник А.Н., Лопатников Е.А. О первой находке рудных минералов в четвертичных отложениях Чукотского моря	81
Колесник О.Н., Съедин В.Т. Рудная минерализация базальтов возвышенности Беляевского, Японское море	83

Лотина А.А. Особенности золото-висмут-теллуровой минерализации участка Болотистого	86
Медведев Е.И., Молчанов В.П. Природная амальгама золота и платины	88
Малиновский М.А., Горячев Н.А. Золото-сульфидное рудопоявление Ветвистый: новый тип золото-висмутового оруденения	92
Пинчук Д.А., Дементенко А.И. Прогнозная золотоносность Майской рудоносной площади	94
Руслан А.В., Медведев Е.И., Молчанов В.П. Hg-Pt-Au-носная россыпь р. Б. Рудневка (Приморский край) и ее источники питания	97
Саттарова В.В., Астахова Н.В. Редкоземельные элементы в железомарганцевых корках вулкана Медведева (Японское море)	100
СЕКЦИЯ 4	
<i>Петрология магматических и метаморфических комплексов Дальнего Востока России</i>	102
Мартынова М.Ю., Перепелов А.Б. Использование программы «Петротип» для выделения петрохимических типов вулкана Уксичан (Срединный хребет, Камчатка)	102
Лотина Т.А. Сравнительная петролого-геохимическая характеристика меймечитов и коматинитов с разных участков мира	105
Ноздрачёв Е.А., Попов В.К. Вариации состава биотитов в позднекайнозойских лавовых туфах юго-западного Приморья	107
Перевозникова Е.В. Породообразующие минералы и минеральные ассоциации марганцевосиликатных пород южной части Сихотэ-Алиня	110
СЕКЦИЯ 5	
<i>Физико-химические методы исследований в геологии</i>	113
Безроднова М.Н. Анализ природных вод методом ионной хроматографии ...	113
Зорин С.А., Блохин М.Г., Харитонов Н.А. Применение тос-анализаторов для определения общего содержания органических соединений в воде	114
Ноздрачёв Е.А. Оценка возможностей определения концентраций La, Ce, Nd в геологических образцах на спектрометре S4 Pioneer	117
Субботникова Т.В., Соцкая О.Т., Пляшкевич А.А. Вариации состава минералов метеорита Омогон	119
Шарова О.И., Худоложкин В.О. Исследование кислородного режима гранулитового метаморфизма методом минимизации потенциала Гиббса	121
СЕКЦИЯ 6	
<i>Мониторинг природной среды. Геоэкология</i>	125
Боброва Д.А. Условия формирования и повторяемость лавинных процессов на территории населенных пунктов Сахалинской области	125

Иванов М.В. Ртуть в донных осадках арктических морей	126
Ковшов С.В., Гендлер С.Г. Анализ аэротехногенного воздействия внешних отвалов пород на рабочее пространство карьеров	129
Коровицкая Е.В. Шахтный газ приморья на примере Тавричанского бурогоугольного месторождения	131
Никулин А.Н., Падунов А.В., Кочеткова Е.А., Санжихаева В.А. Переработка твердых горючих отходов производств в окучкованное топливо	134
Медведева Н.И., Шакиров Р.Б. Актуальность использования газогеохимического метода для поиска месторождений нефти и газа в Приморье	136
Опрышко Д.С. Рекреационная рекультивация отработанных песчаногравийных месторождений Ленинградской области	139
Осипова К.В., Кемкин И.И., Кемкина Р.А. Минералого-геохимические исследования форм нахождения токсикантов в рудах месторождения Купол для оценки их потенциальной экологической опасности	142
Плющай В.В. Нефтегазовые технологии для Приморья. Перспективы и пути внедрения	145
Потенко О.В., Лушпей В.П. Экологическая безопасность и мониторинг состояния водных ресурсов	146
Салиненко И.В., Обжиров А.И. Газогеохимические исследования природных эманацій радона пос. Тавричанка, Надежденского района	148
Слободскова В.В., Солодова Е.Е. Мониторинг прибрежных биоценозов залива Петра Великого на основе генотоксического анализа	150
Снежко Т.А. Влияние золотодобывающей отрасли на окружающую среду Амурской области	153
Тухтаманова Н.А., Салиненко И.В. Экспериментальные исследования закономерностей распространения объемной активности радона в ТОИ ДВО РАН и ДВГТУ ИИСЭ	155
Чуксина А.Г. Динамика заболеваемости по Артёмовскому городскому округу за период 2007-2009 гг.	157
Яцук А.В. Утилизация газовой эмиссии полигона твердых бытовых отходов города Владивостока	158
Медведев Е.И., Медведева Н.И., Молчанов В.П. Изучения биогеохимического накопления микроэлементов в почвах и растениях отвалов старой золотодобычи (Приморье)	161
СЕКЦИЯ 7	
Водные ресурсы Дальневосточного региона: гидрогеология и гидрохимия поверхностных и подземных вод	163
Брагин И.В., Челноков Г.А. Новые данные по газовой геохимии термальных вод Сихотэ-Алиньской складчатой области	163

Блохин М.Г., Челноков Г.А. Редкоземельные элементы в подземных рассолах Суходольского Лимана (Приморский край)	165
Вах Е.А., Харитонов Н.А. Особенности распределения редкоземельных элементов в водовмещающих породах и водах Абрамовского месторождения (Приморье)	167
Ершова О.С., Трутнева Н.В. Геохимия подземных вод Амурской области ...	169
Михайлик Т.А., Тищенко П.П., Тищенко П.Я., Веливецкая Т.А. Источники формирования щелочности вод реки Раздольной	170
Петухов О.В., Харитонов Н.А. Тритий в поверхностных и подземных водах Приморского края	172
Потурай В.А., Глушкова Е.В. Особенности химического состава термальных, сточных и артезианских вод поселка Кульдур	174
Федорец Ю.В. Личинки и молодь рыб растительного пояса северо-восточной части Амурского залива	177
СЕКЦИЯ 8	
<i>ГИС. Геоинформатика, создание геоинформационных систем, базы данных</i>	180
Кононов И.А. Определение структуры снежной толщи по фотоснимкам с помощью ЭВМ	180
СЕКЦИЯ 3 (ДОПОЛНЕНИЕ)	
<i>Металогения, минералогия и генезис месторождений полезных ископаемых Дальнего Востока России</i>	183
Баркар А.В. Трансформация гранатового мегакрита из щелочно-базальтового вулкана Шаварын-Царам (Монголия).....	183

ПРЕДИСЛОВИЕ

Проводимая Дальневосточным геологическим институтом ДВО РАН третья Всероссийская молодежная конференция, как и предыдущие, главной своей целью определяет дальнейшую интеграцию молодых ученых научно-исследовательских институтов Дальнего Востока и других регионов России в решении актуальных проблем современной геологии, геоэкологии и гидрогеологии российской части Тихоокеанской окраины Азии. В задачи конференции входит обмен новой научной информацией по упомянутым проблемам Дальневосточного региона, координация деятельности молодых ученых, стимулирование развития научных связей, создание формальных и неформальных творческих коллективов молодых ученых. Вовлечение в работу конференции студентов и аспирантов предполагает решение еще одной не менее важной задачи – привлечение творческой молодежи для эффективного воспроизводства научных кадров и закрепления молодежи в сфере науки, сохранения преемственности поколений в науке.

Программа конференции включает несколько научных направлений (или секций):

Секция 1 – Геология и геодинамика Тихоокеанской окраины России (руководитель: д.г.-м.н. И.В. Кемкин, ДВГИ ДВО РАН) предполагает рассмотреть и обсудить широкий круг вопросов, касающихся многообразных процессов внутренней и внешней динамики, протекающих ныне и имевших место в прошлые геологические эпохи на Тихоокеанской окраине Евразийского континента. Заявленные доклады посвящены результатам исследований по широкому спектру экзогенных и эндогенных процессов. Они включают выяснение особенностей седиментогенеза в окраинных морях и закономерностей распределения редкометалльной минерализации и органических веществ в донных осадках, механизмов формирования эрозионных форм береговой зоны и рельефа окраинных морей и внутриконтинентальных водных бассейнов, условий и факторов образования склоновых селевых потоков и лавиносбросов, а также оценку роли и значения тектонических процессов в формировании некоторых структурных комплексов региона.

Секция 2 – Палеонтология и стратиграфия мезозойских и кайнозойских отложений Дальневосточного региона (руководитель: д.г.-м.н. В.С. Пушкар, ДВГИ ДВО РАН) Представленные в сборнике работы затрагивают актуальные проблемы современной стратиграфии и палеонтологии. Разработке и обоснованию высокоразрешающих зональных шкал, отражающих не только эволюцию диатомей и флемингитид, но и существенные этапы тектогенеза и климатической ритмики окраины Евразийского континента посвящены работы О.П. Смышляевой, Ю.Д. Захарова, А.М. Попова, О.Ю. Лихачёвой и Е.Н. Гапликовой. Немаловажное значение имеют работы, раскрывающие особенности структуры и палеоклиматические условия формирования осадочного чехла Охотского и Берингова морей (А.В. Романова, М.С. Обрезкова, Е.Н. Суховеев). Возможности диатомового анализа при палеоэкологии-

ческой интерпретации стратиграфической изменчивости палеосообществ диатомей и восстановлении условий формирования голоценовых отложений высокогорных озер Сихотэ-Алиня показаны в работе Е.А. Элбакидзе. Статьи Ю.В. Федорец, Л.Е. Васильевой, О.А. Шаровой, В.А. Ракова затрагивают вопросы по восстановлению среды обитания древнего человека и его промыслового хозяйства в прибрежной зоне Приморья в голоцене, в частности в железном веке.

Секция 3 – Металогения, минералогия и генезис месторождений полезных ископаемых Дальнего Востока России (руководитель: д.г.-м.н. В.Г. Хомич, ДВГИ ДВО РАН) включает доклады, рассматривающие геологическое положение, генезис, структурные особенности и минералого-геохимическую характеристику рудных и россыпных месторождений благородных металлов. Планируется обсудить доклады по актуальным вопросам образования месторождений благородных металлов, в первую очередь по минералогии золота и металлов платиновой группы. Особое место будет уделено определению минеральных ассоциаций и типоморфизму этих минералов. Доклады будут посвящены, как результатам изучения определенных генетических групп, месторождений, геохимических ореолов так и рассмотрению вопросов, касающихся конкретных месторождений. В представленных докладах большое внимание уделяется обобщению минералого-геохимических предпосылок обнаружения комплексной благороднометальной минерализации в месторождениях Дальнего Востока.

Секция 4 – Петрология магматических и метаморфических комплексов Дальнего Востока России (руководитель: д.г.-м.н. Ю.А. Мартынов, ДВГИ ДВО РАН), на которой будут представлены доклады, освещающие вопросы особенностей пороодообразующих минералов и минеральных ассоциаций марганцевосиликатных пород южной части Сихотэ-Алиня, вариации состава биотитов из разновозрастных генераций пепловых туфов в кайнозойских впадинах юго-западного Приморья, сравнительной петролого-геохимической характеристики меймечитов и коматиитов в разных регионах мира. Интересным будет сообщение об использовании программы «ПЕТРО-ТИП» для выделения петрохимических типов вулкана Уксичан (Средний хребет, Камчатка).

Секция 5 – Физико-химические методы исследований в геологии (руководитель: к.г.-м.н. А.А. Карабцов, ДВГИ ДВО РАН) будет посвящена обсуждению современных методов и подходов используемых при исследовании геологических объектов. Доклады будут представлять новые данные, полученные при оценке возможностей определения концентраций редкоземельных элементов на рентгенофлуоресцентном сканирующем микроскопе, при изучении состава минералов в пограничных зонах металлической части палласита Омон, при применении ТОС-анализаторов для определения общего содержания органических соединений в водных объектах, при оптимизации ионо-хроматографического анализа природных вод различных типов.

Особое место будет уделено обсуждению возможности применения методов физико-химического моделирования для исследования кислородного режима гранулитового метаморфизма.

Секция 6 – Мониторинг природной среды. Геоэкология (руководитель д.г.-м.н. В.П. Зверева, ДВГИ ДВО РАН) рассматривает широкий круг вопросов не только теоретического и методического плана, но и прикладного значения. В докладах рассматривается воздействие селевых процессов, горнорудной, угольной и нефтяной промышленности, а также коммунально-бытовых отходов на атмо-, лито-, био- и гидросферу. Авторы обращают внимание, что нарушение экологического равновесия в природе приводит к отрицательному воздействию на живые организмы, включая человека. В представленных работах содержатся новые и интересные данные, полученные молодыми исследователями за последние годы. Приятно отметить, что доклады на секцию присланы не только из различных учебных заведений и академических институтов г. Владивостока, но и из других городов (Санкт-Петербург, Южно-Сахалинск, Благовещенск и др.).

Секция 7 – Водные ресурсы Дальневосточного региона: гидрогеология и гидрохимия поверхностных и подземных вод (руководитель: д.г.-м.н. О.В. Чудаев, ДВГИ ДВО РАН) будет включать новейшие данные по гидрогеологическим и гидрохимическим исследованиям поверхностных и подземных вод Дальневосточного Федерального округа. В работе секции будут представлены доклады по геохимии минеральных и термальных подземных вод Амурской области, Еврейской АО, Хабаровского и Приморского краев, по химическому и изотопному составу вод реки Раздольная (Приморского края). Несколько докладов посвящено актуальной проблеме геохимии и распределению редкоземельных элементов в водах Дальнего Востока.

Секция 8 – ГИС. Геоинформатика, создание геоинформационных систем, базы данных (руководитель: д.т.н. А.Н. Четырбоцкий, ДВГИ ДВО РАН) представит результаты изучения структуры снежного покрова по данным анализа фотографий ледяных кристаллов с использованием возможностей ЭВМ.

Секция 1

Геология и геодинамика Тихоокеанской окраины России

Руководитель: д.г.-м.н. И.В. Кемкин (ДВГИ ДВО РАН)

ГЕНЕЗИС ФЛЮИДНОЙ ФАЗЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД СТАНОВОГО КОМПЛЕКСА

И.А. Александров

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,

г. Владивосток, e-mail: alexandrov@fegi.ru

Джуджуро-Становая складчатая область (ДССО) представляет собой юго-восточную часть Алдано-Станового щита и граничит на юго-западе с Селенго-Становой складчатой областью, а на севере с Алданской гранулитогнейсовой областью по Джелтулакской и Становой зонам разломов соответственно. На юго-востоке ДССО окаймляется породами Аяно-Шевлинского перикратонного прогиба, а на юге Северо-Тукурингской зоной разломов отделяется от Монголо-Охотской складчатой системы. Наиболее древняя датировка протолита метаморфических пород станового комплекса составляет 3,0 млрд. лет [4]. Учитывая широкое латеральное распространение пород амфиболитовой фации и сложную структуру фундамента ДССО, образование протолитов пород станового комплекса могло происходить в широком интервале времени от ~ 2,0 до 3,0 млрд. лет. Породы станового комплекса испытывали акты метаморфизма на рубежах 2,7 и 1,9 млрд. лет [4]. По нашему мнению, фундамент ДССО в его современном виде сформировался в палеопротерозое (~ 1,9 млрд. лет), и данное событие сопровождалось метаморфизмом в условиях верхов амфиболитовой фации [3].

Авторами изучались метапороды иликанской серии, входящей в состав станового комплекса, которые были отобраны в верховье р. Гиллой. Изученные породы представлены амфиболитами и амфиболовыми гнейсами. По петрохимическим характеристикам они отвечают базальтоидам. По микроэлементному составу большинство изученных образцов сходны с базальтами современных островных дуг, а два из них имеют распределение микроэлементов подобное EMORB (неопубликованные данные автора).

В ходе предыдущих исследований нами было установлено, что метаморфизм пород станового комплекса происходил при температуре 600-700 °С и давлении 6,5-9 кбар [3] в условиях высокого давления воды ($P_{H_2O} \geq 0,7P$; $P_{CO_2}/P_{H_2O} = 0,01-0,3$) и величины окислительного потенциала «внешнего» флюида в диапазоне между буферами кварц-фаялит-магнетит и вюстит-железо [1]. В результате газохроматографических исследований было выяснено, что H_2O и CO_2 присутствуют в породах в значительно больших количествах, чем в минералах [1], что вероятно объясняется наличием вторичных минералов в микротрещинах. С целью изучения источника водного флюида

были выполнены валовые анализы изотопного состава кислорода 12 образцов станового комплекса в лаборатории стабильных изотопов ДВГИ ДВО РАН. Результаты анализов представлены на рис. 1.

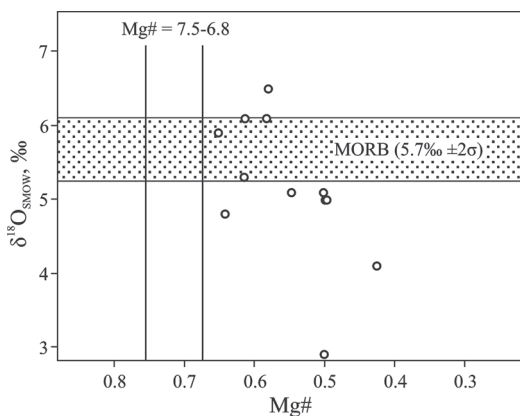


Рис. 1. Изотопный состав кислорода пород станового комплекса. Вертикальными линиями ограничен диапазон исходных базальтовых расплавов в равновесии с перидотитовым источником.

Изотопный состав кислорода является чутким индикатором происхождения и эволюции породы. Магматиты мантийного происхождения имеют фиксированную величину $\delta^{18}\text{O}$, равную примерно $5,7 \pm 0,2\text{‰}$. Отклонение от этого значения даже на несколько десятых промилле, свидетельствует об изменениях изотопного состава кислорода с участием корового флюида. Как видно на рис. 1, половина изученных образцов деплетирована ^{18}O по отношению к MORB. Легкий изотопный состав кислорода изученных метабазитов может быть следствием одной из трех основных причин: 1) изначально деплетированный $\delta^{18}\text{O}$ вулканогенный протолит; 2) постмагматические высокотемпературные гидротермальные изменения исходных базальтоидов в условиях морского бассейна; и 3) участие значительного количества метеорной воды в процессе метаморфизма амфиболитовой фации. Вулканииты с низким $\delta^{18}\text{O}$ являются следствием плавления с участием гидротермально измененных коровых пород и их проявления достаточно редки [5]. В свою очередь гидротермальные изменения с участием морской воды чаще всего сопровождаются заметным изменением состава пород (выщелачивание Са, Na и т.д.), чего нельзя сказать про изученные метабазиты.

Проведенное ранее изучение изотопного состава углерода пород станового комплекса позволило выделить две группы образцов: одна с тяжелым («мантийным») углеродом, а другая – с легким («коровым») [2]. Причем существенная неоднородность состава углерода наблюдается даже в пределах одного обнажения, что было интерпретировано как следствие «протолитовой» природы углерода [2]. Из рисунка 2 видно, что ковариации изотопного состава кислорода и углерода не наблюдается – порода с низким $\delta^{18}\text{O}$ может содержать как тяжелый, так и легкий углерод. Факт сочетания «мантийного»

кислорода и «органогенного» углерода в изученных породах свидетельствует в пользу различной природы этих компонентов флюида. Если предположить, что состав углерода главным образом унаследован от протолита (дометаморфический), то деплетированность $\delta^{18}\text{O}$ может объясняться взаимодействием породы с метеорными водами на регрессивной стадии метаморфизма. Наличие/отсутствие такого взаимодействия вероятно связано с разной проницаемостью пород.

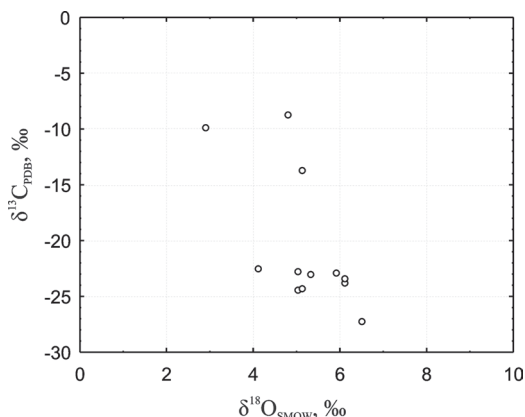


Рис. 2. Изотопный состав кислорода и углерода пород станового комплекса.

Работа выполнена при поддержке интеграционного гранта ДВО РАН, СО РАН и УрО РАН № 09-II-CY-08-003.

Литература

1. Авченко О.В., Александров И.А., Худоложкин В.О., Мишкин М.А. Флюидный режим метаморфизма амфиболитовой фации Джугджуро-Становой складчатой области // Тихоокеанская геология, 2009. Т. 28. № 4. С. 3-15.
2. Авченко О.В., Лаврик С.Н., Александров И.А., Веливецкая Т.А. Изотопная гетерогенность по углероду метаморфогенного флюида // ДАН, 2004. Т. 394. № 3. С. 368-371.
3. Александров И.А. Высокобарический метаморфизм амфиболитовой фации Джугджуро-Станового блока // Тихоокеанская геология, 2005. Т. 24. № 6. С. 88-100.
4. Глебовицкий В.А., Седова И.С., Матуков Д.И. и др. Возраст станового комплекса Восточной Сибири по данным ионного микрозонда (SHRIMP-II) // ДАН, 2007. Т. 412. № 3. С. 365-368.
5. Balsley S.D., Gregory R.T. Low- $\delta^{18}\text{O}$ magmas: why they are so rare? // Earth Planetary Science Letters, 1998. V. 162. P. 123-136.

К ВОПРОСУ О ВОСТОЧНОЙ ГРАНИЦЕ АМУРСКОЙ ПЛИТЫ

С.В. Ашурков¹, М.А. Серов², Л.М. Бызов¹, А.А. Саньков¹

¹*Институт земной коры СО РАН,
г. Иркутск, email: ashurkov@crust.irk.ru*

²*Институт геологии и природопользования ДО РАН, г. Благовещенск*

Впервые выделенная Л.П. Зоненшайном с соавторами [1] Амурская плита, является предметом оживленных научных дискуссий. Обсуждается как само ее существование, как тектонической единицы, так и положение ее границ. В этой работе мы рассматриваем вопрос о положении ее восточной границы с точки зрения современных, инструментально зафиксированных движений.

Согласно схемам в публикациях [1], восточная граница проходит вдоль сейсмоактивных структур о. Сахалин, и прослеживается далее на юг через о. Хоккайдо и вдоль восточного побережья Японских островов. Существуют принципиально отличные варианты положения этой границы. В работе [2] на основе опубликованных данных GPS измерений граница проведена от залива Бохай по разломам системы Тан-Лу к северной оконечности о. Сахалин. При этом выделяется Японо-Корейский блок, включающий в себя Корейский п-ов, Японское и Восточно-Китайское море, незначительную часть Северо-Восточного Китая к востоку от разлома Тан-Лу, и Юго-Западную Японию. Также значительную часть восточной границы проводят по системе разломов Тан-Лу авторы работы [4]. Отличительной особенностью этого варианта является то, что в северной части граница проходит вдоль сейсмического пояса, расположенного между 132 и 133 меридианами в пределах Баджалло-Буреинского массива [5],

Чтобы оценить современную геодинамическую обстановку Тихоокеанской окраины континента мы использовали данные повторных GPS измерений. С 2001 года по 2007 гг, в восточной части Амурской плиты, на территории Амурской области было проведено 5 циклов измерений. Пункты измерений (BLAG-TAMB-POLT-TALA-ARHA-SUTA) представляют собой субширотный профиль, протянувшийся от западной границы Нижнезейской впадины до предгорий Буреинского хребта. Кроме того, мы использовали дополнительные GPS пункты, входящие в состав IGS (Международная служба спутникового позиционирования), продолжающие наш профиль на восток. Это станции в г. Хабаровск (KHAJ) и г. Южно-Сахалинск (YSSK).

По результатам измерений было получено поле скоростей современных горизонтальных движений земной коры региона (рис. 1). Максимальная скорость субширотного укорочения установлена между станциями YSSK и KHAJ, она составляет -6,4 мм/год. Выявлено резкое ослабление деформаций в направлении восток–запад западнее пункт KHAJ (г. Хабаровск). В то же время, здесь (на участке между пунктами SUTA-KHAJ) установлено максимальное меридиональное смещение $-1,87 \pm 0,21$ мм/год, что свидетель-

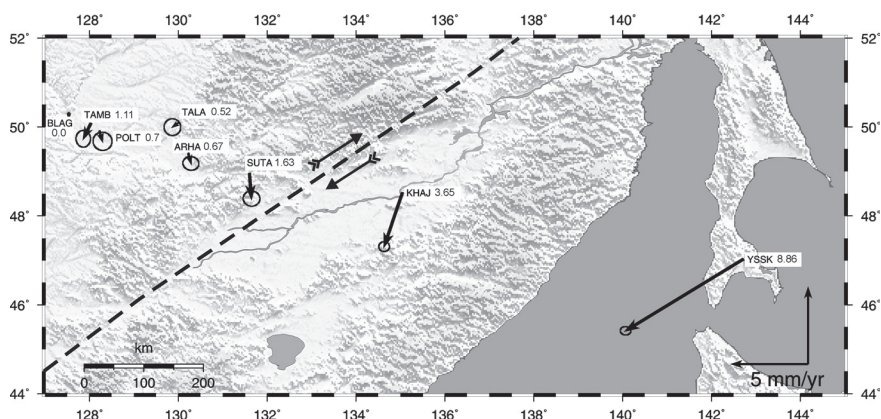


Рис. 1. Скорости относительно пункта BLAG (г. Благовещенск) в мм/год. Эллипсами показаны ошибки измерений в 95% доверительном интервале. Пунктиром показан разлом Тан-Лу.

ствует в пользу модели восточной границы Амурской плиты проходящей именно по этой зоне [3, 4].

Для проверки этой гипотезы мы провели F-тест [5]. Были рассчитаны две модели вращения Амурской плиты относительно Евразии (табл. 1). Для расчетов параметров движения Амурской плиты было привлечено еще две GPS станции характеризующие движение Амурской плиты в ее западной части. Это пункты в г. Улан-Уде (ULAN) и г. Улан-Батор (ULAZ). Первая модель состояла из 8 пунктов, вторая из 9 (плюс KHAJ). Для каждой из моделей были рассчитаны значения χ^2 – сумма квадратов взвешенных остаточ-

Таблица 1

Параметры вращения для двух моделей Амурской плиты относительно Евразии

Пункты использованные в расчетах параметров вращения	Количество плит	λ	ϕ	ω	N	χ^2	dof	F
BLAG, TAMB, POLT, TALA, ARHA, SUTA, ULAZ, ULAB	1	58,950±0,52	122,285±0,73	0,095±0,003	16	144,4	13	
Те же + KHAJ	1	62,362±0,81	129,249±1,34	0,064±0,003	18	358,8	15	9,65

Примечание: λ – широта и ее ошибка, ϕ – долгота и ее ошибка, $\omega_{\text{град/год}}$ – угловая скорость вращения блоков и ее ошибка, N – количество данных χ^2 – сумма квадратов взвешенных остаточных скоростей, dof – степень свободы, F – значение для F-теста.

ных скоростей (разница между наблюдаемым значениям и теоритическим). В результате F-теста было получено значение 9,65, что больше критического значения для 99,9% уровне доверия равного 6,7. Это дает основание полагать, что станция КНАЖ не принадлежит Амурской плите, и, следовательно, ее восточная граница пролегает на участке между пунктами SUTA и КНАЖ.

Литература

1. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Мишарина Л.А., Солоненко Н.В. Геодинамика Байкальской рифтовой зоны и тектоника плит внутренней Азии // Геолого-геофизические и подводные исследования озера Байкал, 1979.
2. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В. Геодинамика Евразии – тектоника плит и тектоника блоков // Геотектоника, 2004. № 1. С. 3-20.
3. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Николаев В.В., Семёнов Р.М. Буферные сейсмогенные структуры между Евразийской и Амурской литосферными плитами на Юге Сибири // Тихоокеанская геология, 2003. Т. 22. № 6. С. 55-61.
4. Mackey K.G., Fujita K., Gounbina L.V., Koz'min B.M., Imaev V.S., Imaeva L.P., Sedov B.M. Explosion contamination of the Northeast Siberian seismicity catalog: Implication for natural earthquake distributions and location of the Tanlu Fault in Russian // Bulletin of the Seismological Society of America, 2003. V. 93. N. 2. P. 737-746.
5. Stein S., Gordon R. Statistical tests of additional plate boundaries from plate motion inversions // Earth Planet. Sci. Lett., 1984. V. 69. P. 401-412.

ФЛЮВИАЛЬНЫЙ РЕЛЬЕФ БЕРИНГОВА МОРЯ

О.В. Белоус

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН,
г. Владивосток, e-mail: belous@poi.dvo.ru*

Флювиальный рельеф обусловлен размывом дна линейными потоками придонных водных масс и аккумуляцией осадков в зоне затухания этих потоков. Выделяются участки склоновой эрозии и размыва придонными течениями. К формам склоновой эрозии отнесены линейные ложбины – подводные долины [2], часто встречаемые на склонах различной крутизны. Флювиальные поверхности представлены эрозионными склонами этих долин, перенос материала по которым осуществляется в результате промывного режима русел и сопровождается гидродинамическим воздействием на стенки долины, что неминуемо ведет к их эрозии. Таким образом, перечисленные выше факторы, независимо от причин, приведших к заложению подобных ложбин (возможно тектоническая раздробленность фундамента) позволяют отнести эти ложбины к флювиальным.

Подводные долины – наиболее распространенная форма расчленения сложно построенной морфологической зоны материкового и островного склонов Берингова моря.

Наиболее хорошо они представлены на крутых склонах Чукотско-Аляскинской подводной континентальной окраины, где выделены каньоны Наваринский, Первенца, Жемчуга, Прибыловский, Беринга и другие [1, 2, 4, 5]. Крупные подводные долины этой области склона отличаются большими размерами. Протяженность этих каньонов составляет 100-350 км, а подводной долины Беринга – 500 км. Ширина варьирует от 9 до 46 км, а глубина их вреза в осадочный чехол достигает 1200 м.

Начинаются они, как правило, с глубин 100-150 м и в верховьях представлены депрессиями с пологими асимметричными склонами. С глубиной поперечный профиль, сменяется на V-образный или корытообразный. Ступенчатость продольного профиля – одна из особенностей, характерная почти для всех долин. В плане отмечается прямолинейность подводных долин, не считая отдельных небольших изгибов, приуроченных к районам сочленения участков материкового склона с различным простираанием.

Крупные подводные долины Камчатско-Корякской континентальной окраины начинаются в пределах шельфа на глубинах 50-200 м в направлении речных долин или озерных депрессий суши и пересекают поверхность склона. Подводные долины близ северо-восточного побережья Камчатки V-образной формы, иногда с узким плоским дном. На материковом склоне Олюторского залива и Корякского побережья часть подводных долин имеет корытообразный профиль в верхней части склона и V-образный в средней. Углы склонов подводных долин в среднем 5-8° [3].

В пределах Командорско-Алеутской гряды наибольшее количество подводных долин наблюдается в зонах сочленения участков подводного хребта, имеющих различные простираания, а также в районе стыка подводного хребта Командорско-Алеутской гряды с хребтом Бауэрс. Большинство подводных долин приурочено к южному, более широкому и пологому островному склону гряды. Начинаясь в верхней части островного склона, подводные долины прорезают его до глубины 3500-4000 м; их устья на севере находятся на равнине подножья островного склона, на юге чаще всего в пределах Алеутского «бенча».

Если крупные подводные долины области материкового и островного склона приурочены к определенным участкам, то более мелкие подводные долины распространены повсеместно, и их трудно увязать с теми или другими тектоническими линиями, известными в пределах шельфа или суши.

Подводные эрозионные долины равнинного типа продолжают каньоны и прослеживаются далеко в пределах континентального подножия и собственно глубоководных котловин.

Мутьевые потоки, проходящие по подводным каньонам через материковый склон, приводят к созданию огромных подводных конусов выноса, которые, сливаясь, образуют континентальное подножье. Оно, в свою очередь, осложнено другими аккумулятивными формами - прирусловыми валами и намывными террасами. В ряде случаев прирусловые валы обрамляют

долины и в пределах глубоководных котловин. Локальность распространения суспензионно намывных конусов отличает их от обширных шлейфовых поверхностей аккумуляции дистальных турбидитов. Наиболее крупные конусы выноса зафиксированы в устьях долин Чукотско-Аляскинского континентального склона. Наиболее крупные комплексы выноса отдельных каньонов (например, Хатырского), сложенные сериями конусов среднемиocen-четвертичного возраста, отчетливо выделяются в рельефе дна в виде возвышенностей. Конусы выноса крупных рек суши – Юкон, Кукоквим – также имеют внушительные размеры.

Основная роль в качестве рельефообразующего экзогенного фактора после выхода поверхности из зоны волнового воздействия осталась за придонными морскими течениями. Придонные течения могут быть вызваны различными причинами – это могут быть штормовые, сгонно-нагонные, приливные и контурные течения. Рельфообразующая роль первых трех при структурно-геоморфологическом анализе разделить довольно трудно.

Многочисленные следы деятельности приливно-отливных течений выделяются в пределах Восточно-Беринговоморского шельфа – в Беринговом проливе и заливе Нортон, в устье реки Кукоквим, у п-овов Сьюард и Чукотского. Здесь поверхность дна расчленена длинными узкими грядами и желобами. За счет размыва приливно-отливными течениями можно отнести образование пологих вытянутых замкнутых впадин в центральной части залива Литке и в пределах пролива Этолина, отделяющего остров Нунавик от острова Нельсон и материкового берега.

К флювиальным формам, созданным придонными течениями следует отнести моуты – промоины у выступов обнаженного фундамента или вулканических построек. На этих участках наблюдается отсутствие современного осадконакопления. Кроме того, происходит вымывание осадков отложенных ранее. Вынесенный из промоин придонными течениями материал переносится в зону гидродинамической тени, где он отлагается и образует сингенетичны им валлообразные брустверы. Они обнаружены в пределах хребтов Бауэрс и Ширшова.

Придонные течения создают промывной режим также в узких проливах между островами Командорско-Алеутской гряды, где наблюдаются следы размыва осадков. Они также играют важную роль в выполаживании материкового подножия, перемещая осадочный материал на огромные расстояния. Не исключено, что при заполнении мелких депрессий абразивной платформой участвовали придонные течения именно этих типов.

Из аккумулятивных форм выделяются песчаные волны в северной части моря и на Наваринском участке, а также на участках близ верховий каньонов Первенец и Жемчуг.

Литература

1. Евсюков Ю.Д., Волокитина Л.П. Основные результаты геоморфологических исследований в района Наваринского каньона (северо-западная часть

Берингова моря) // Океанология, 1985. Вып. 2. С. 254-257.

2. Котенев Б.Н. Подводные долины зоны материкового склона Берингова моря // Советские рыбохозяйственные исследования в северо-западной части Тихого океана // Тр. ВНИРО. М.: Пищевая промышленность, 1965. Т. 58. С. 35-44.

3. Удинцев Г.Б., Бойченко И.Г., Канаев В.Ф. Рельеф дна Берингова моря // Географическая характеристика Берингова моря. Рельеф дна и донные отложения. М.: изд-во АН СССР, 1959. С. 17-64.

4. Carlson P.R., Karl H.A. Development of large submarine canyons in the Bering sea, indicated by morphologic, seismic, and sedimentologic characteristics // Geol. Soc. Amer. Bull., 1988. V. 100. P. 1594-1615.

5. Scholl D.W., Buffington E.C., Hopkins D.M., Alpha T.R. The structure and origin of the large submarine canyons of the Bering Sea // Marine geology, 1970. V. 8. N. 3-4. P. 187-210.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СОДЕРЖАНИЯ ХЛОРИНА В ПОВЕРХНОСТНЫХ ОСАДКАХ ЧУКОТСКОГО МОРЯ

А.А. Босин

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН,
г. Владивосток, e-mail: bosin@poi.dvo.ru*

Изменения первичной продукции окраинных морей и океанов при глобальных и региональных изменениях климата представляются крайне важной проблемой. Это связано, как с допустимым извлечением морских биоресурсов, необходимых для деятельности человека, так и с воздействием продуктивности океанов на распределение углекислого газа между атмосферой и гидросферой. Поэтому оценки изменения первичной продукции морей и океанов в прошлом в связи с изменениями климата представляют основу для понимания природных процессов и правильного прогнозирования изменений биопродуктивности в будущем.

По многочисленным исследованиям [1, 2, 5] было выявлено, что первичная продукция зависит от ряда специфических условий, непосредственно влияющих на образование нового органического вещества. К самым важным условиям относятся освещенность, стартовый запас биогенных веществ, положение компенсационной поверхности, вертикальная мощность верхнего квазиоднородного слоя, величина отношения верхнего квазиоднородного слоя и эвфотического слоя. Часть произведенной продукции разлагается и потребляется другими организмами непосредственно в поверхностном слое моря. Затем происходит дальнейшее разрушение в столбе воды оседающих на дно потоков органики. На процесс захоронения органического вещества в донных осадках влияют также геоморфология дна, гранулометрический состав осадка, скорости поступления терригенной компоненты, условия преобразования органического вещества.

Целью данной работы стало изучение распределения содержания хлорина в донных осадках по территории Чукотского моря. Хлорин – собирательное название продуктов распада хлорофилла а, стабильно сохраняющихся в донных осадках используется как индикатор палеопродуктивности в морских осадках. Содержание хлорина в образцах определялось путем экстрагирования осадка в 90% растворе ацетона и определения оптической плотности экстракта на спектрофотометре по отработанной методике [2].

Материалом для изучения палеопродукционных характеристик послужили образцы поверхностных осадков из 81 станций на шельфе Чукотского моря, отобранные в ходе рейса по проекту RUSALCA на борту НИС «Профессор Хромов» в 2009 году с помощью дночерпателя «Океан» (рис. 1).

Содержание хлорина в донных морских осадках отражает первичную продукцию и может использоваться для реконструкции изменений палеопродукции в прошлом [1, 2].

Максимальные содержания хлорина в осадках отмечаются в южной части шельфа, к северу от полуострова Чукотка, обусловленные повышенной первичной продукцией в этом районе. В проливах Лонга и Беринговом наблюдается снижение содержания хлорина, вероятно обусловленное более грубым гранулометрическим составом (рис. 1). В распределении первичной продукции Чукотского моря прослеживается подобная тенденция [3, 5]. Следовательно, можно сделать вывод о том, что концентрация хлорина в осадках отражает первичную продукцию моря в фотическом слое. С помощью этих методов можно проследить изменения в прошлом первичной продуктивности и климата [4], оказывающего непосредственное влияние на формирование биомассы.

Работа выполнена при поддержке молодежных грантов ДВО РАН № 10-III-B-07-029 и № 05-III-B-07-003.

Литература

1. Босин А.А., Захарков С.П., Горбаренко С.А. Отражение современного распределения первичной продукции в донных осадках Охотского моря // Океанология, 2010. Т. 50. № 2. С. 194-202.
2. Захарков С.П., Босин А.А., Горбаренко С.А. Содержание хлорина в морских осадках как индикатор палеопродуктивности // Вест. ДВО РАН, 2007. № 1. С. 52-58.
3. Grebmeier J.M., Cooper L.W., Feder H.M. et al. Ecosystem dynamics of the Pacific-influenced Northern Bering and Chukchi Seas in the Amerasian Arctic // Progress in Oceanography, 2006. V. 71. P. 331-361.
4. Keigwin L.D., Donnelly J.P., Cook M.S. et al. Rapid sea-level rise and Holocene climate in the Chukchi Sea // Geology, 2006. V. 34. N. 10. P. 861-864.
5. Piatt J.F., Springer A.M. Advection, pelagic food webs, and the biogeography of seabirds in Beringia // Marine Ornithology, 2003. V. 31. P. 141-154.

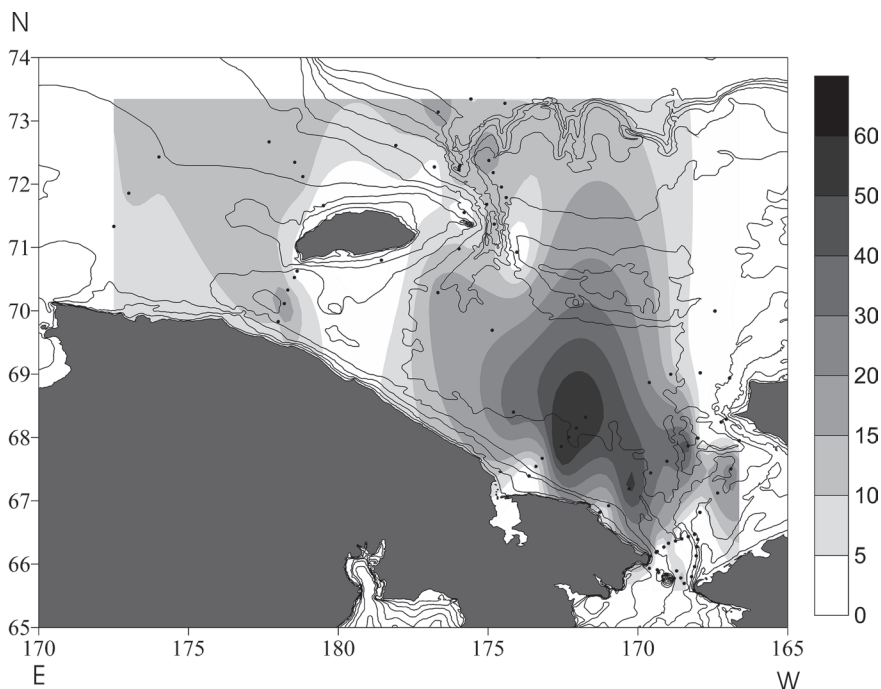


Рис. 1. Распределение содержания хлорина в поверхностных осадках Чукотского моря, мкг/г сух. осадка. Черными точками обозначены станции отбора поверхностных проб.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ОЦЕНКИ ИЗМЕНЕНИЯ РАЗМЕРОВ ЗЕМЛИ ПО ДАННЫМ КОСМИЧЕСКОЙ ГЕОДЕЗИИ

А.В. Ильницкая

*Дальневосточный государственный университет,
г. Владивосток, e-mail:geo112@mail.ru*

До сих пор нет однозначного ответа на один из фундаментальных вопросов геофизики – изменяет ли во времени свои размеры планета Земля [1]? По данному поводу в научном сообществе существует огромное количество «...мнений, именно мнений, поскольку ни прямых данных..., ни какой либо единой теории объясняющей процессы, происходящие в недрах Земли, нет» [3]. Поэтому «одной из наиболее интересных проблем глобальных изменений является проблема выявления возможного расширения-сжатия Земли в целом» [2]. На сегодняшний день решить эту проблему можно используя не только геофизические и геологические данные, а также исторических реконструкции эволюционных процессов Земли, но и привлекая высокоточные наблюдения космической геодезии. В свою очередь оценки возможного изменения размеров Земли, основанные только на геодезических данных, по-

зволят как подтвердить, так и опровергнуть те или иные гипотезы эволюции Земли и, следовательно, избежать некорректных оценок современного состояния планеты.

В нашем исследовании возможное изменение размеров Земли вычислено двумя способами: с использованием радиальных компонент скоростей движений квазистабильных пунктов, расположенных на противоположенных сторонах земной сферы и с использованием изменений длин хорд тех же пар квазистабильных пунктов.

В качестве исходных данных использовалось решение ITRF2000, которое содержит геоцентрические координаты и скорости геодезических пунктов со своими среднеквадратическими ошибками [5]. Данное решение, получено путем совместного уравнивания таких всемирных сетей, как GPS (Global Positional System), VLBI (Very Long Baseline Interferometry), DORIS (Doppler Orbitography and Radio positioning Integrated by Satellite) и SLR (Satellite Laser Ranging). На радиальные компоненты топоцентрических скоростей движений исходный пунктов были наложены ограничения $|dH| < 3,5$ мм, с целью исключения грубого влияния локальных движений.

Полученные нами значения изменения размеров Земли, вычисленные двумя способами, величины одного порядка, значительно превышающие свои среднеквадратические ошибки и в целом лежат в пределах 0,5 мм/год, что довольно хорошо согласуется с последними результатами, других исследователей в данной области [2, 4].

Литература

1. Герасименко М.Д. Алгоритм фиксации трехмерной кинематической системы отсчета для изучения движений литосферных плит по геодезическим данным // Геодезия и картография, 1998. № 8. С. 27-34
2. Кафтан В.И., Цыба Е.Н. Оценка изменений среднего радиус-вектора пунктов глобальной геодезической сети // Геодезия и картография, 2008. № 10. С. 14-21.
3. Старицкий Ю.Г. Почему и как расширяется земля // Труды конгресса-98 «Фундаментальные проблемы естествознания». С.-Пб.: 2000. Т. 2. С. 125-130.
4. Gerasimenko M.D. The problem of the change of Earth dimension in the light of space geodesy data // From Scalera G. and Jakob K.-H. (eds), 2003: Why expanding Earth? A book in honor of Ott Christoph Hildenberg. ING V, Rome, 2003. P. 395-405.
5. ITRF2000, <http://itrf.ign.fr/>

МОРФОЛОГИЯ ЛАВИНОСБОРОВ НА ТЕРРИТОРИИ НАСЕЛЕННЫХ ПУНКТОВ САХАЛИНСКОЙ ОБЛАСТИ

Е.Н. Казакова

*Сахалинский филиал Дальневосточного геологического института ДВО РАН,
г. Южно-Сахалинск, e-mail: enk99@mail.ru*

В Сахалинской области лавиноопасны территории 63 населенных пунктов, где проживает в общей сложности более 180 тыс. человек.

С 1928 по 2010 гг. в Сахалинской области зарегистрировано 140 случаев попадания людей в лавины (745 чел., из них погибло 353 чел.); 74% случаев попадания людей в лавины произошло на территории населенных пунктов (390 чел., из них 168 чел. погибло). Самая большая лавинная катастрофа Сахалинской области произошла на территории населенного пункта – пос. Средняя Медвежка (1945 г., 236 чел. попало в лавину, 149 из них погибли) [3].

В 2008-2010 гг. коллективом лаборатории лавинных и селевых процессов Сахалинского филиала Дальневосточного геологического института ДВО РАН была выполнена работа по составлению схем лавинной опасности территорий населенных пунктов Сахалинской области в масштабе от 1:2 000 до 1:25 000.

На территориях населенных пунктов области было выделено 3668 лавиносборов, в том числе 909 потенциально опасных (лавиносборы, в которых в настоящее время лавинные процессы либо отсутствуют, либо не представляют угрозы, однако при антропогенном воздействии на ландшафты (строительство объектов и сооружений, уничтожение растительного покрова и т.д.) вероятна активизация лавинных процессов; в основном это лавиносборы, покрытые густым лесом, где возможен только сход маленьких лавин через лес, которые могут представлять угрозу для человека, вышедшего на склон [2]).

В населенных пунктах области есть лавиносборы всех морфологических типов (по [1]): 1) четко выраженные в рельефе с надежно выделяемыми зонами зарождения, транзита и отложения (лотки); 2) выраженные в рельефе, но не имеющие хорошо определяемых зон зарождения и транзита (врезы, мульды); 3) не выраженные в рельефе (осовы).

К первым двум типам относится 40% лавиносборов, выделенных на территории населенных пунктов области, к третьему типу (осовы) – 60%. Из трех типов выраженных в рельефе лавиносборов – лотки, врезы и мульды – преобладают последние. Меньше всего выделено четко выраженных лотковых лавиносборов.

Большинство лавиноопасных населенных пунктов области расположено на берегу моря и в достаточно узких долинах рек; лавинные процессы развиваются на склонах морских террас и бортах речных долин, что обуславливает преобладание небольших лавиносборов площадью менее 2 га и относительной высотой менее 100 м (причем 51% лавиносборов на терри-

тории населенных пунктов области имеет относительную высоту менее 50 м, 33% – от 50 до 100 м). Такие лавиносборы характерны для городов западного побережья Сахалина (города Холмск, Углегорск, Шахтерск, Невельск) и для Курильских островов (рис. 1, 2).



Рис. 1, 2. Лавиноопасные склоны морских террас. г. Холмск, г. Курильск.

Лавиносборы с относительной высотой более 200 м составляют менее 3% всех лавиносборов, расположенных на территории населенных пунктов Сахалинской области. Так, в городских поселениях области выделено всего 8 таких лавиносборов (табл. 1).

Несмотря на небольшие площади лавиносборов, площадная пораженность территории населенных пунктов лавинными процессами может достигать 45% (г. Невельск).

В заключение можно сделать следующие выводы:

- преобладающий на территории населенных пунктов Сахалинской области морфологический тип лавиносбора – осы (60%);
- на территории населенных пунктов Сахалинской области преобладают лавиносборы относительной высотой менее 100 м (84%).

Однако, несмотря на преобладание в населенных пунктах Сахалинской области небольших лавиносборов, лавинная опасность территории здесь высока, что связано с большой площадной пораженностью территории лавинными процессами и частой повторяемостью лавин (в большинстве населенных пунктов области лавины сходят ежегодно).

Литература

1. Божинский А.Н., Лосев К.С. Основы лавиноведения. Л.: Гидрометеоздат, 1987. 290 с.
2. Казаков Н.А. О формировании снежных лавин в лесу // Материалы гляциологических исследований. М.: Наука, 2007. № 102. С. 192-196.
3. Казакова Е.Н., Лобкина В.А. Лавинные катастрофы Сахалинской области // Материалы гляциологических исследований. М.: Наука, 2007. № 103. С. 185-190.

Таблица 1

Лавиносоры на территории городских поселений Сахалинской области

№	Населенный пункт	Численность населения, тыс. чел. (данные на 1.01.2007)	Площадь лавиносоров на территории населенного пункта, га (без потенциально опасных лавиносоров)	Количество лавиносоров		Морфологический тип лавиносоров		Относительная высота лавиносоров, количество лавиносоров**				
				всего	из них потенциально опасных	не выраженные в рельефе (осовы)	выраженные в рельефе (лотки, врезы, мульды)	менее 25 м	25-50 м	50-100 м	100-200 м	200-500 м
1	г. Александровск-Сахалинский	11,6	35,3	46	26	30	16	6	8	6	0	0
2	г. Углегорск	12,3	350,4	294	42	185	109	36	143	69	4	0
3	г. Шахтерск	10,1	286,6	435	0	297	138	200	129	88	17	1
4	г. Макаров	6,7	95,7	112	28	63	49	4	26	50	4	0
5	г. Томари	4,8	67,2	46	0	13	33	1	16	25	4	0
6	г. Холмск	32,3	908,1	677	113	455	222	104	233	178	46	3
7	г. Невельск	17,1	402,4	321	108	145	176	5	22	88	95	3
8	г. Корсаков	35,1	100,7	82	21	67	15	15	38	8	0	0
9	г. Северо-Курильск	2,4	13,7	31	0	31	0	17	10	2	1	1
10	г. Курильск	1,9	14	15	2	12	3	1	6	6	0	0
11	пгт. Южно-Курильск	6,2	2,9	4	0	4	0	0	4	0	0	0

О РАСПРЕДЕЛЕНИИ ОБЩЕГО ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА В ПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ ДОННЫХ ОСАДКОВ ЧУКОТСКОГО МОРЯ И ПРИМЫКАЮЩЕЙ ОТКРЫТОЙ ЧАСТИ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

А.Н. Колесник, А.А. Марьяш

*Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичёва ДВО РАН,
г. Владивосток, e-mail: aiaks1986@mail.ru*

Содержание общего органического углерода (Сорг), как известно, играет существенную роль в общем процессе литогенеза. В связи с дискретностью соответствующих данных для донных осадков Чукотского моря и примыкающей открытой части Северного Ледовитого океана [2] на приборе типа TOC-VCN с приставкой для сжигания твердых проб SSM-5000A (SHIMADZU, Япония) проанализировано 212 проб поверхностного слоя (0-3 см) донных осадков. В результате построена карта (рис. 1).

Сопоставление картины латерального распределения Сорг в осадках с особенностями природных условий района выявило пространственную

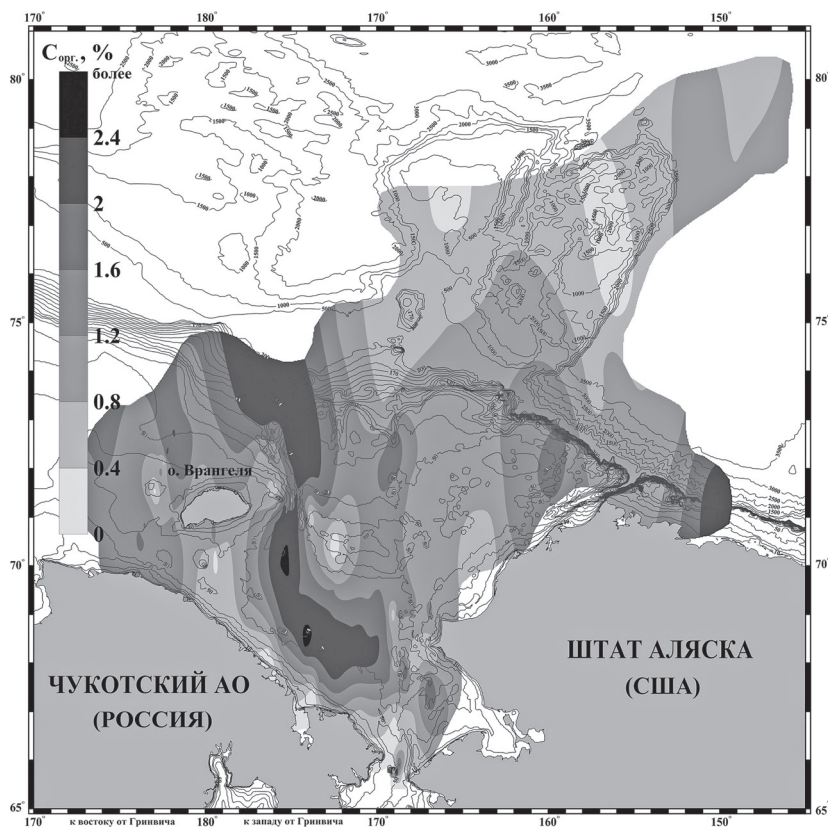


Рис. 1. Карта распределения Сорг. в поверхностном слое донных осадков Чукотского моря и примыкающей открытой части бассейна Северного Ледовитого океана.

корреляцию повышенных (относительно местных фоновых) концентраций Сорг с направлением Берингоморского течения, поставляющего в Чукотское море с тихоокеанскими водными массами значительный объем биогенного материала [2, 4], а также районами локализации предполагаемых нефтегазоносных бассейнов и уже разрабатываемых месторождений углеводородов [3] и тонкодисперсных грунтов [1].

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН № 10-III-B-07-175.

Литература

1. Кошелева В.А., Яшин Д.С. Донные осадки Арктических морей России // МПР РФ, ФГУП ВНИИОкеангеология. СПб.: ВНИИОкеанология, 1999. 286 с.
2. Леин А.Ю., Савичев А.С., Русанов И.И., Павлова Г.А., Беляев Н.А., Крейн К., Пименов Н.В., Иванов М.В. Биогеохимические процессы в Чукотском море // Литология и полезные ископаемые, 2007. № 3. С. 247-266.
3. Хаин В.Е., Полякова И.Д., Филатова Н.И. Тектоника и нефтегазонос-

ность Восточной Арктики // Геология и геофизика, 2009. Т. 50. № 4. С. 443-460.

4. Grebmeier J.M., Cooper L.W., Feder H.M., et al. Ecosystem dynamics of the Pacific-influenced Northern Bering and Chukchi Seas in the Amerasian Arctic // Prog Oceanogr., 2006. V. 71. P. 331-361.

ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ СКЛОНОВЫХ СЕЛЕВЫХ ПОТОКОВ НА О. САХАЛИН

В.А. Лобкина

*Сахалинский филиал Дальневосточного геологического института ДВО РАН,
г. Южно-Сахалинск, e-mail: valentina-lobkina@rambler.ru*

Территория о. Сахалин подвержена сходу склоновых селевых потоков, исследования данного явления является актуальной проблемой инженерной геологии.

На территории о. Сахалин широко распространены легко разрушаемые горные породы, также для Сахалина характерно вторжение глубоких циклонов, которое приходится на август-сентябрь. Количество осадков за одно явление может превосходить месячную норму, например, сумма осадков в период с 1 по 7 августа 1981 года (тайфуны «Оджин» и «Филлис») в Макарове составила 215 мм при месячной норме 99 мм [1]. Два этих условия способствуют формированию участков развития склоновых селей.

Склоновый сел – связный сел, грязевой или грязекаменный, формирующийся при сдвиговом селевом процессе в мелких эрозионных врезках, рывтинах и т.д. Объем не превышает 0,5-1,0 тыс. м³, длина пути – несколько десятков метров [3].

Развитие склоновых селей возможно на западных склонах юга Восточно-Сахалинских гор, на западных склонах Западно-Сахалинских гор на участке от Бошняково до Шахтерска, на восточных склонах Западно-Сахалинских гор на участке от Вахрушева до Макарова, на западных склонах Тонино-Анивского хребта, на участке побережья от Невельска до Горнозаводска (Южно-Прибрежная цепь).

Данные участки приурочены к отложениям маруямской, курасийской, невелинской и анивской свиты.

Существует два периода активизации склоновых селей с августа по октябрь и вторая-третья декады мая [2].

Склоны, подверженные формированию склоновых селевых потоков, расположенные на территории населенных пунктов представляют серьезную опасность для объектов инфраструктуры. Для примера, в августе 2009 года, в городе Макаров по улице Набережной сошло более 25 грязевых склоновых селей. Отложениями грязевых селевых потоков была замята проезжая часть улицы Набережная, (одновременно являющаяся основной магистралью соединяющей север и юг острова) протяженностью до 300 м, толщина отложений на полотне автодороги составляла 0,3-0,4 м. Селевыми отложениями были частично заматы дома. Мощность селевых отложений у этих домов

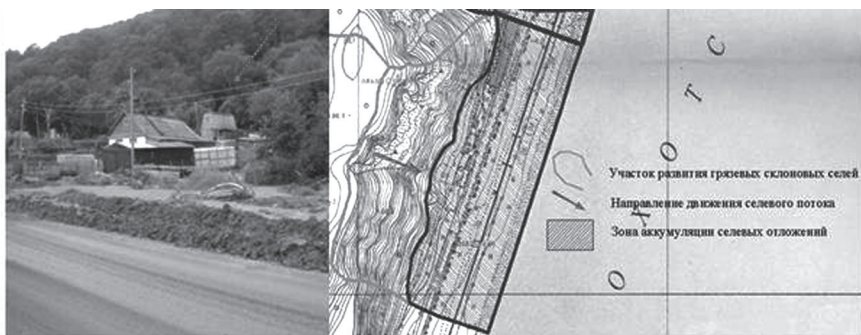


Рис. 1. Участок развития склоновых селей. В селеопасной зоне расположены жилые дома и хозяйственные постройки (г. Макаров). Фото Генсировского Ю.В.



Рис.2. Участок развития склоновых селей. В селеопасной зоне находится автомобильная дорога (с. Ясноморское). Фото Казаковой Е.Н.

достигала 1,0 м. Зафиксированная высота заплеска селевой волны – 2,0 м [1].

При составлении карт селевой опасности для территорий населенных пунктов необходимо учитывать склоны, сложенные легко разрушаемыми горными породами [2], на которых, при достаточном количестве жидких осадков образуются оползни и селевые потоки.

Специфика выделения участков подверженных формированию склоновых селей заключается в возможности формирования селевого русла и селевого потока в течение одного явления в любом месте участка, в том числе изначально не имеющем эрозионного вреза.

Помимо этого, при выделении потенциально опасных участков необходимо учитывать, что сход селей данного типа будет происходить массово и зона аккумуляции, по ширине, будет близка к протяженности опасного участка.

Литература

1. Генсировский Ю.В., Казаков Н.А. Активизация экзогенных геологических процессов на южном Сахалине 22-24 июня 2009 года // Геориск, 2009. № 20.
2. Лобкина В.А., Михалёв М.В. Формирование, развитие природно-

антропогенных селей и защита от них (на примере Макаровского района, о. Сахалин) // Труды международной конференции «Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита». Пятигорск: Изд. Института «Севкавгипроводхоз», 2008.

3. Перов В.Ф. Селевые явления // Терминологический словарь. М.: МГУ, 1996.

БОГАТЫЕ ГАЛЛИЕМ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНЫЕ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫЕ КОРКИ ПОДВОДНЫХ ВУЛКАНОВ ЯПОНСКОГО МОРЯ

П.Е. Михайлик

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
г. Владивосток, e-mail: pavel_mikhailik@yahoo.com*

В последнее время, характеризующееся стремительным развитием высоких и нанотехнологий, возрос спрос на редкие и рассеянные металлы. Одним из таких металлов является галлий. Соединения галлия, главным образом GaAs, применяют в медицине, для производства оптоэлектронных приборов, приборов СВЧ-техники, сверхбольших и сверхскоростных интегральных схем, приборов солнечной энергетики и инфракрасной оптики. Основными промышленными типами месторождений галлия, которые известны только на континенте, являются бокситы (50 г/т), нефелинсодержащие породы и руды (36-38 г/т, минералы концентраты нефелин и содалит), цинково-свинцово-медные (5000-12000 г/т, минералы концентраты галлит, германит, раньерит, сфалерит, зенгеит, борнит), колчеданно-полиметаллические и свинцово-цинковые руды (10-32 г/т, минералы концентраты сфалерит, халькопирит) (Вершковская и др., 1998).

В последнее время высокие концентрации галлия отмечены в гидротермальных сульфидах трога Мид-Окинава и горы Суйо в Южно-китайском и Филиппинском морях, соответственно (Noguchi et al., 2007). Как известно, глубоководные массивные сульфиды и Fe-Mn корки являются продуктами разгрузки гидротермы. Причем ГМС отлагаются первыми, а Fe-Mn корки последними при минеральной дифференциации флюида (Лисицын, 1993).

Гидрогенные корки и конкреции Мирового океана характеризуются низкими концентрациями Ga, на уровне Кларка (Кобальтбогатые, 2002). Исключением являются гидрогенные корки Охотского моря где содержания Ga превышает кларк в 3,5 раза (Михайлик и др., 2009).

Комплексное изучение железомарганцевых корок с вулканических подводных возвышенностей глубоководных котловин Японского моря, в том числе находящихся в исключительной экономической зоне России, показало их гидротермально-осадочную природу (Михайлик, 2009). В рудных корках установлена высокая концентрация галлия достигающая 800 г/т. Микрозондовое исследование (JXA-8100) образцов Fe-Mn корок не выявило минера-

лов, концентрирующих галлий. Это дает основание полагать что, галлий в железомарганцевых корках Японского моря находится в сорбированной форме. Проведенные исследования дают основание выделить новый генетический тип месторождения галлия – гидротермально-осадочный.

Литература

1. Вершковская О.В., Зуева Т.И., Прокопчук В.П. Минеральное сырье. Галлий // Справочник. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1998. 17 с.
2. Кобальтбогатые руды Мирового океана. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. 167 с.
3. Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гордеев В.В. и др. Гидротермальные системы и осадочные формации срединно-океанических хребтов Атлантики. М.: Наука, 1993. 256 с.
4. Михайлик П.Е., Деркачёв А.Н., Чудаев О.В., Зарубина Н.В. Железомарганцевые корки подводных возвышенностей трога Кашеварова (Охотское море) // Тихоокеанская геология, 2009. Т. 28. № 1. С. 32-43.
5. Михайлик П.Е. Состав строение и условия формирования железомарганцевых корок Японского и Охотского морей: Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 2009. 22 с.
6. Noguchi T., Oomori T., Tanahara A., Taira N., Takada J., Taira H. Chemical composition of hydrothermal ores from Mid-Okinawa Trough and Suiyo Seamount determined by neutron activation analysis // Geochemical Journal, 2007. V. 41. P. 141-148.

МИГРАЦИЯ ДЕПОЦЕНТРОВ БАССЕЙНОВ ТАТАРСКОГО ПРОЛИВА

А.Е. Нечаюк, В.В. Голозубов

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

Татарский пролив, отделяющий о. Сахалин от материка, протягивается в меридиональном направлении на 700 км, соединяясь на севере с Амурским лиманом через пролив Невельского и раскрываясь на юг в глубоководную котловину Японского моря. Западное, материковое побережье сложено преимущественно слабо дислоцированными третичными, значительно реже – верхнемеловыми вулканитами среднего и основного состава. Вдоль прилегающей к проливу части о. Сахалин в пределах т.н. Западно-Сахалинского прогиба обнажены в той или иной мере дислоцированные терригенные, а на локальных участках – и вулканогенные образования позднего мела, палеогена и неогена. Эти же образования прослеживаются и западнее, в основании пролива. Восточной границей Западно-Сахалинского прогиба является зона Тымь-Поронайского разлома также меридионального простирания [3].

В пределах Татарского пролива выделяется три бассейновые впадины (с севера на юг) – Северо-Татарская, Южно-Татарская и Исикари-Западно-Сахалинская [2]. В структурном отношении это грабены (или системы грабе-

нов) в целом северо-восточного простирания, в пределах которых акустический фундамент, представленный, по [2] позднемиоценовыми и палеоценовыми образованиями, опущен на глубины 5-9 км. Вблизи краевых частей впадин происходит резкое сокращение мощности (до полного выклинивания отдельных горизонтов) заполняющих впадины эоцен-четвертичных образований. Это является прямым указанием на то, что формирование грабенов и их заполнение происходили одновременно, в течение всего послепалеоценового времени. Распределение мощностей и фаций в отдельных впадинах свидетельствует о миграции депоцентров с востока на запад. Другими словами, максимальные мощности эоцен-миоценовых отложений установлены вдоль западного побережья о. Сахалин, в то время, как наибольшие мощности миоцен-четвертичных образований накопились несколько западнее, в центральных частях впадин [2].

Миграция депоцентров подтверждается разрезами построенными по данным сейсморазведки и ориентированным вкрест простиранию пролива. Наибольшая мощность маруямской свиты $N_1^3 - Q$ (до 5 км) зафиксирована в Тернейском прогибе. В то время как западно-камышевый P_2 и сергеевский $P_2^3 - N_1^1$ комплексы имеют максимальные мощности вблизи берега о. Сахалин.

Смещение депоцентров подтверждают палеогеографические реконструкции, на которых отчетливо прослеживается смещение глубоководной зоны. В позднем плиоцене эта зона находилась на месте Тернейского прогиба, в то время как в позднем олигоцене наиболее глубоководная часть располагалась вблизи берегов о. Сахалин.

Главной причиной миграции депоцентров на границе миоцена и плиоцена (6-7 млн. лет назад) является смена направления регионального сжатия. При смене северо-восточного направления ($30-60^\circ$) на субширотное ($60-90^\circ$) [3] части осадочных бассейнов Татарского пролива располагающиеся между Западно-Сахалинским и Тымь-Поронайским разломами были сильно деформированы и подняты выше уровня моря, образуя интенсивно размываемую систему Западно-Сахалинских гор (рис. 1). Вследствие этого депоцентры сместились, и в настоящее время находятся в районе Тернейского прогиба, что обуславливает накопление значительных толщ осадочных отложений современного возраста (маруямский комплекс).

Литература

1. Геологическая карта о. Сахалин. Масштаб 1:1 000 000 // Редактор В.Н. Верещагин. Л.: ВСЕГЕИ, 1969.
2. Жаров А.Э., Кириллова Г.Л., Маргулис Л.С. и др. Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива. Владивосток: Дальнаука, 2004. 220 с.
3. Рождественский В.С. Роль сдвигов в формировании структуры Сахалина и месторождений углеводородов и рудоносных зон // Геодинамика литосферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией // Геология и геодинамика Сихотэ-Алинской и Хоккайдо-Сахалинской складчатых областей. Южно-Сахалинск: ИМГиГ, 1997. Т. 1. С. 80-109.

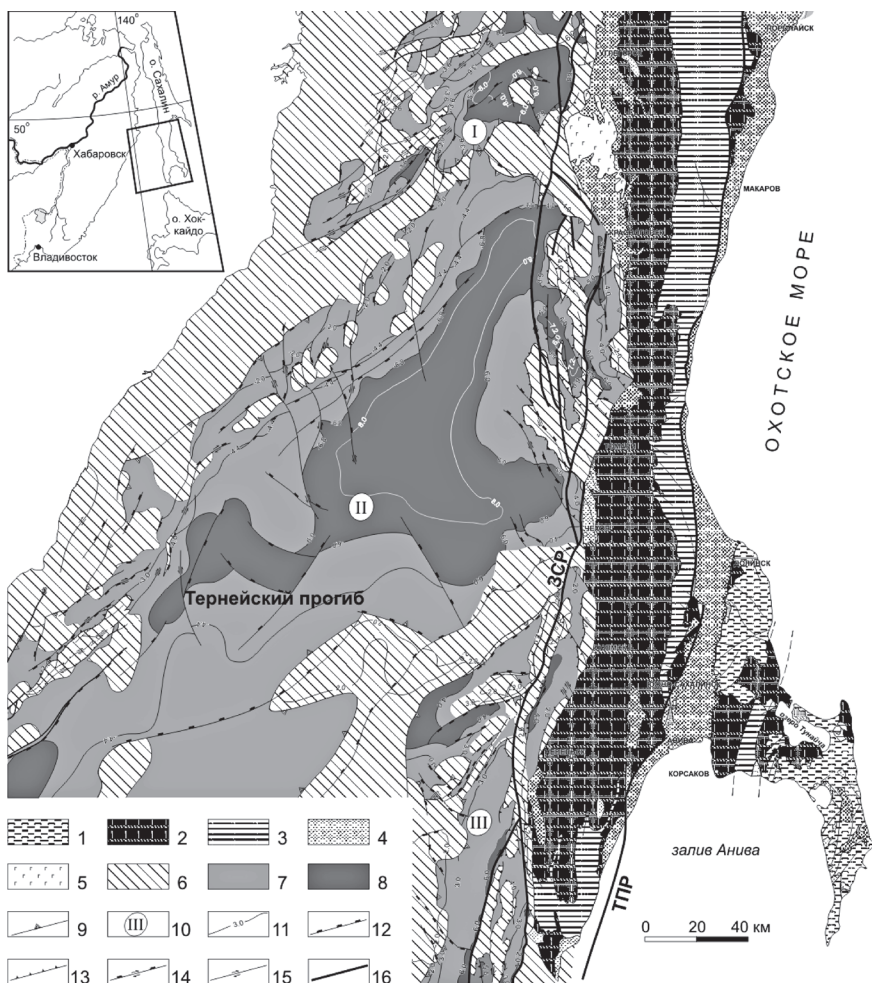


Рис. 1. 1 – Анивский и Сусунайский террейны; 2 – верхне-меловые породы; 3 – отложения эоцена – среднего миоцена (Снежинкинская, Краснопольевская, Такарадайская, Аракайская, Холмская, Невельская, Верхнедуйская, Анивская, Чеховская, Сертунайская); 4 – свиты от среднего миоцена до четвертичного периода: Курасийская, Маруямская; 5 – плиоценовые базальты; 6 – поднятия; 7 – депрессии глубиной до 6 км; 8 – депрессии глубиной от 6 до 8 км; 9 – границы осадочного бассейна; 10 – осадочные бассейны: I – Северо-Татарский, II – Южно-Татарский, III – Исикари-Западно-Сахалинский; 11 – изогипсы кровли акустического фундамента; 12 – сброс; 13 – взброс; 14 – сбросо-сдвиг; 15 – сдвиг; 16 – региональная зона разломов: ТПР – Тыш-Пороная зона разломов, ЗСР – Западно-Сахалинская зона разломов.

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ЭРОЗИОННЫХ ФОРМ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ БРАТСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА (УЧАСТОК ШАЛОТЫ)

В.А. Пеллинен, В.А. Хак

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

Участок Шалоты расположен на левом берегу в южной части Братского водохранилища в 500 м на северо-запад от залива Шалоты.

Целью исследований является, выявление механизма формирования эрозионных форм, в береговой зоне Братского водохранилища.

Климатические особенности территории юга Братского водохранилища обусловлены ее внутриматериковым положением на абсолютных отметках 350-400 м, расчлененностью рельефа. Климат резко континентальный, с суровой, сухой зимой и жарким летом с преобладанием ливневых осадков. Годовая сумма осадков в лесостепной зоне южной части водохранилища составляет 300-400 мм. Распределение их в течение года крайне неравномерно, более 75% годового количества осадков приходится на летний период с максимумом в июле-августе [1].

Уровненный режим Братского водохранилища является одним из основных факторов, влияющих на динамику геологических и геоморфологических процессов на прилегающих территориях. По характеру стока Братское водохранилище представляет собой регулятор многолетнего вида с полной величиной понижения уровня до 10 м при ежегодном колебании в пределах 2-3 м. Годовой ход уровня водохранилища характеризуется выраженной сезонной цикличностью. Максимальные отметки уровня отмечаются в осеннее время, а минимальные – весной. Процесс наполнения водохранилища почти сразу сменяется его сработкой, то есть продолжительность стояния уровня на определенной отметке невелика и составляет от нескольких суток до месяца [3].

Для района исследований характерно следующее залегание пород. Верхняя часть разреза сложена рыхлыми делювиальными отложениями мощностью от 1 до 15 м, в которых развиваются исследуемые эрозионные формы. Ниже залегают выветрелые доломиты, мощностью 10-12 м (порода разбита густой сетью трещин, наблюдается большое количество каверн, местами доломиты загипсованы). Далее залегают гипс-ангидритовые породы кембрия, при размыве которых образуется плохоокатанная плоская галька, дресва, грубообломочный и тонкодисперсный материал. При размыве рыхлых отложений формируются песчаные, супесчаные, гравийно-галечные, песчано-щебнистые наносы. Весь размытый материал поступает в литораль водохранилища, где при снижении уровня образует аккумулятивный пляж в пределах участка.

Геолого-геоморфологическое строение участка отразилось как на величине размывов склона, так и на его генетическом типе. По генетическому признаку берег в районе исследований относится к абразионно-

аккумулятивному. На участке развиваются V-образные эрозионные формы. В одной из таких форм, вершинный врез которой расположен в пределах абразионного уступа, а основная часть прорезает тело пляжной аккумулятивной формы, произведено опробование. Изучены два разреза, один из которых пройден шурфом в абразионном уступе, другой – в устьевой части оврага, в пределах вторичного уступа высотой 0,8 м.

Объем исследуемой формы составил 29 м³, следовательно, по классификации А.С. Козьменко, данная форма является промоиной [2]. В вершине обнаружена просадочная форма, образованная вследствие суффозионного выноса. В результате анализа образцов грунта, было установлено, что всю мощность абразионного уступа слагают суглинки с большим процентным содержанием песчаных частиц (до 70%). По относительной деформации набухания суглинков слабонабухающий, коэффициент водонасыщения равен 0,75; что соответствует средней степени.

Разрез аккумулятивной формы следующий. Сверху залегает среднезернистый песок мощностью 30 см, далее залегает галечниковый грунт мощностью 1,25 м, его подстилает мощная толща суглинков. По данным корреляционного анализа было установлено, что суглинки, слагающие береговой уступ и суглинки пляжа идентичны.

Механизм развития эрозионных форм можно описать следующим образом. Первоначально происходит проседание поверхности склона и формирование ложбины стока за счет суффозионного выноса частиц. Лабораторные анализы показали, что суглинки обладают значительной объемной усадкой, равной в среднем 26%. Следовательно, грунты верхней части разреза склонны к образованию временной трещиноватости в засушливые периоды, когда дневная температура воздуха превышает 30 °С, а осадки не выпадают в течение 10-15 дней. Растрескивание грунтовой толщи способствует проникновению поверхностного стока и активизации суффозионного процесса.

Береговой склон в пределах участка пологий, крутизной 7-12°, в связи с чем, кинетическая энергия потока, формируемого во время дождей, слишком мала для формирования эрозионного вреза в пределах бровки. На начальном этапе образования промоины происходит прорезание аккумулятивных отложений пляжа, где уклон поверхности более значителен и составляет 17-25°, а скорость и, соответственно, кинетическая энергия потока значительно увеличиваются.

В дальнейшем при подъеме уровня, воды водохранилища затапливают донную часть промоины и способствуют формированию волно-прибойной ниши в вершине формы, находящейся в береговом уступе. В результате последующего обрушения карниза, образуемого над волно-прибойной нишей, происходит заложение нового эрозионного вреза в пределах бровки абразионного уступа.

Таким образом, начальный этап формирования эрозионных форм происходит в пределах пляжа и приурочен к весеннее-летнему периоду низкого

стояния уровня воды в водоеме. В осенний период высоких уровней рост форм продолжается в пределах берегового склона. В процессе дальнейшего развития оврагов, вероятно, будет прослеживаться влияние циклических колебаний уровня воды в водохранилище, а также абразионных процессов, которые интенсивно протекают в береговой зоне, как это было показано для оврагов на участке Рассвет [4].

Литература

1. Братское водохранилище. Инженерная геология территории. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 275 с.
2. Иванов И.П., Тржцинский Ю.Б. Инженерная геодинамика. СПб.: Наука, 2001. 416 с.
3. Овчинников Г.И., Павлов С.Х., Тржцинский Ю.Б. Изменение геологической среды в зонах влияния Ангаро-Енисейских водохранилищ. Новосибирск: Изд-во Наука СО РАН, 1999. 252 с.
4. Хак В.А., Гробельска Х., Мазаева О.А., Брыкала Д. Условия развития оврагов в береговой зоне Братского водохранилища // Экзогенные процессы в геологической среде. Оценка природных опасностей. Иркутск-Сосновец: Институт земной коры СО РАН, Силезский университет, Факультет наук о Земле, 2008. 107 с.

РАЗЛОМНО-БЛОКОВОЕ СТРОЕНИЕ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ КОМСОМОЛЬСКАЯ И СТРУКТУРНАЯ МОДЕЛЬ ЕЕ ФОРМИРОВАНИЯ

И.А. Потехина

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Кимберлитовая трубка Комсомольская расположена в 15 км к северо-востоку от пос. Айхал [7]. Считается, что трубка локализована в зоне разлома северо-восточного простирания. Данное предположение основано, прежде всего, на данных о форме трубчатого тела которое имеет удлинненную форму с изометрическим расширением примерно в центральной части.

В настоящее время трубка Комсомольская разрабатывается открытым способом, это дает возможность проследить строение разломных зон на разных горизонтах, и выделить разломы, с которыми связано формирование и локализация трубки. В карьере была создана сеть из 177 точек структурно-геологических и тектонофизических наблюдений, в каждой из точек, следуя принципам специального структурного картирования [5], был выполнен комплекс тектонофизических наблюдений.

Собранная в процессе полевого изучения и систематизированная в электронных таблицах информация содержит полную характеристику разрывов разного ранга и связанных с ними других деформационных структур, зафиксированных в каждой из точек наблюдения. Это позволило при анализе использовать как стандартные, так и специальные методические приемы. В процессе построения схемы разломно-блокового строения, для участка локализации трубки Комсомольской, были последовательно рассмотрены

закономерности проявления разрывных структур разного ранга, а также особенности распределения в пространстве численных параметров характеризующих нарушенность массива горных пород трещинами (Γ – количество трещин на 1 погонный метр; N – количество трещин на 1 м², V – количество трещин на 1 м³). В результате, полученная схема отражает сложное разломно-блоковое строение участка, его основу составляют субвертикальные разрывные нарушения субмеридионального и субширотного направлений. Дизъюнктивы других направлений (северо-восточного и северо-западного) представлены отдельными сегментами, либо проявлены преимущественно в перекрывающих трубку отложениях.

Для анализа кинематики разрывных нарушений и полей тектонических напряжений были использованы данные детального анализа трещиноватости в 8 точках наблюдения. Исходным материалом для него послужили массовые замеры тектонических трещин. Практически на всех построенных диаграммах присутствуют характерные структурные рисунки – пояса трещиноватости [5, 6]. Наблюдаются два типа поясов. Первые из них образованы максимумами, расположенными по периферии большого круга и соответствуют сдвиговому типу. Вторые – представляют собой шлейф и цепочку максимумов вдоль дуги большого круга, проходящей через центральную часть диаграммы. Такие пояса образуются в результате преимущественно сбросовых или взбросовых подвижек.

Для восстановления положения осей главных нормальных напряжений использовались методы П.Н. Николаева [4], В.Н. Даниловича [3] и М.В. Гзовского [1]. С помощью первых двух из них на диаграммах массовых замеров были выделены сопряженные системы трещин. Итоговые построения положения осей главных нормальных напряжений выполнялись по методике, изложенной в монографии М.В. Гзовского [1] Полученные результаты показывают, что наиболее часто встречаются решения соответствующие сдвиговому полю (оси сжатия (σ_3) и растяжения (σ_1) – субгоризонтальны, промежуточная ось (σ_2) – субвертикальна). В тоже время присутствуют и поля отвечающие сбросовому (σ_1 – субгоризонтальна, а σ_3 и σ_2 – субвертикальны) и взбросовому (σ_3 – субгоризонтальна, а σ_1 и σ_2 – субвертикальны). Однако в большинстве случаев они являются производными от сдвиговых полей. Сводная роза-диаграмма простираний субгоризонтальных осей сжатия и растяжения для всей совокупности полученных решений полей тектонических напряжений, позволяет предположить, что формирование и активизация разрывной сети участка локализации трубки Комсомольская происходили под влиянием как минимум трех полей тектонических напряжений сдвигового типа. Первое (I) из них характеризовалось северо-восточной ориентировкой оси сжимающих усилий и северо-западной – оси растягивающих. Второе (II) – северо-западным простиранием оси сжатия и северо-восточным – растяжения. И, наконец, третье поле (III) определяется субмеридиональным сжатием и субширотным растяжением. Эти данные совпадают с результатами, полу-

ченными при изучении трубок Мало-Ботуобинского района [2], что может свидетельствовать о единой тектонической обстановке, определявшей локализацию кимберлитовых тел на этих территориях.

Установленные особенности строения разрывной сети и полей тектонических напряжений изученного участка позволили нам разработать структурную модель формирования трубки Комсомольская.

Мы предполагаем, что локализация трубки Комсомольская происходила в узле сдвиговых разломных субширотного и субмеридионального простираний, которые испытали как минимум два этапа разнонаправленных движений. Форма рудного тела, как на поверхности, так и на глубине характеризуется вытянутостью в восток-северо-восточном направлении. Она соответствует блоку растяжения, который должен был формироваться между взаимодействующими восток-северо-восточными разрывами при правосдвиговых движениях в зоне субмеридионального разлома. При этом на глубине, в условиях возрастающего всестороннего давления, раскрытие этого блока существенно меньше, чем в приповерхностных условиях, где резко возрастает и ширина зоны разрывных деформаций в целом. Учитывая все перечисленные выше данные, предлагается следующая модель формирования тектонической структуры на участке локализации трубки Комсомольская. На начальном отрезке первого этапа (правосдвиговых движений по зоне субмеридионального разлома), происходило становление R' -сколов восток-северо-восточного направлений. Затем, R' -сколы утрачивали активность и начиналось формирование R' -сколов: дизъюнктивов северо-северо-восточной ориентировки. На участке их взаимодействия, который приходится на отрезок восток-северо-восточного нарушения возникла структура растяжения – пулл-апарт в которой происходило внедрение первой (дачной фазы) кимберлитов. Продолжение на этом этапе прорастания R' -сколовых нарушений приводило к дальнейшему раскрытию пулл-апарта. С этим моментом, по-видимому, связано внедрение основной массы кимберлитовой трубки. На втором этапе, при смене действующего поля напряжений на прямо противоположное, наряду с формированием нового парагенезиса (запад-северо-западные R' -сколы и северо-северо-западные R' -сколы), существенную роль сыграла также активизация сформированных ранее нарушений и структур. При этом происходила смена знака движений по северо-северо-восточным нарушениям (они активизируются как левые сдвиги). Поэтому структуры, сформированные на участке их взаимодействия оказываются в обстановке сжатия. Это этап деформирования трубки в результате тектонической активизации вертикальных контактов кимберлитового тела и смещение его части по субгоризонтальным срывам в северо-западном направлении. Третий этап, связанный с действием поля характеризующегося субмеридиональным сжатием и субширотным растяжением не приводит к формированию существенно новых направлений разрывных нарушений во вмещающих трубку отложениях, а отражается лишь в активизации суще-

ствующих дизъюнктивов.

Таким образом, тектонофизический анализ разрывной тектоники месторождения трубка Комсомольская показывает, что вопреки широко распространенному представлению о приуроченности данного кимберлитового тела к разлому северо-восточного простирания, основной кимберлитоконтролирующей структурой на локальном уровне является узел разломных зон субширотного и субмеридионального направлений.

Литература

1. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
2. Гладков А.С., Зинчук Н.Н., Борняков С.А., Шерман С.И., Манаков А.В., Матросов В.А., Гарат М.Н., Дзюба И.А. Новые данные о внутреннем строении и механизме образования зон кимберлитовмещающих разломов Мало-Ботуобинского района (Якутская алмазоносная провинция) // ДАН, 2005. Т. 402. № 3. С. 366-369.
3. Данилович В.Н. Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. Иркутск, 1961. 48 с.
4. Николаев П.Н. Методика статистического анализа трещин и реконструкция полей тектонических напряжений // Изв. ВУЗов. Геология и разведка, 1977. № 12. С. 103-116.
5. Семинский К.Ж. Принципы и этапы спецкартирования разломно-блоковой структуры на основе изучения трещиноватости // Геология и геофизика, 1994. № 9. С. 112-130.
6. Семинский К.Ж., Гладков А.С., Лунина О.В., Тугарина М.А. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Прикладной аспект // Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2005. 293 с.
7. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов мира. М.: 1998. 555 с.

СЕЛЕВАЯ ОПАСНОСТЬ НАСЕЛЕННЫХ ПУНКТОВ САХАЛИНСКОЙ ОБЛАСТИ

С.В. Рыбальченко

*Сахалинский филиал Дальневосточного геологического института ДВО РАН,
г. Южно-Сахалинск, e-mail: rybalchenko_sv@mail.ru*

Сахалинская область входит в ряд регионов Российской Федерации, в которых селевые процессы представляют большую опасность для населения и хозяйства.

Территории 26 населенных пунктов области селеопасны. В населенных пунктах Сахалинской области, территории которых подвержены селевым процессам, проживает более 317 тыс. человек (по данным на 1 января 2007 года).

В зонах хозяйственной деятельности и на территории населенных пунктов селевые потоки регистрируется раз в 2-3 года.

Основной ущерб, причиняемый селевыми потоками хозяйству Сахалина,

выражается в повреждении и разрушении автомобильных и железных дорог, линий связи и электропередач.

Отсутствие карт селевой опасности территорий населенных пунктов не позволяет эффективно управлять территориями, способствовать их устойчивому развитию, а также обеспечить безопасные и благоприятные условия для жизнедеятельности населения.

Наличие крупномасштабных схем (карт, планов) селеопасных зон на территории населённых пунктов позволит наиболее полно проработать мероприятия, способствующие защите населения и хозяйственных объектов Сахалинской области от селевых процессов, производить выбор площадок для размещения объектов капитального строительства, отвечающих требованиям надежности и безопасности.

В 2008-2009 гг. лабораторией лавинных и селевых процессов ДВГИ ДВО РАН впервые в Сахалинской области выполнена оценка селевой опасности территорий всех населенных пунктов Сахалинской области, что позволило определить степень опасности территории населенных пунктов селевыми процессами, посчитать общее количество селевых бассейнов на территории населенных пунктов, составить печень объектов и сооружений в селеопасных зонах.

В ходе работ были созданы крупномасштабные карты и планы селевой опасности территории (масштаб 1:2 000 – 1:25 000) для всех селеопасных населенных пунктов Сахалинской области. Кроме того, для каждого селевого бассейна были рассчитаны динамические характеристики селевого потока (средняя и максимальная скорости, гидростатическое и гидродинамическое давление селевого потока на препятствие).

По результатам исследований, в селеопасных зонах Сахалинской области находится 26 населенных пункта, из них 9 городских поселений и 17 сельских поселение.

На территории населенных пунктов Сахалинской области было выделено 315 селевых бассейнов (таблица 1).

Общая площадь застройки в селеопасной зоне по населенным пунктам составляет 2438 га.

В Сахалинской области развиваются селевые процессы всех типов. Формируются как связанные: грязевые и грязекаменные, так и несвязные: наносоводные селевые потоки. На Курильских островах формируются лахары, водоснежные потоки.

Средние объемы селевых потоков в Сахалинской области, как правило, невелики: 500-1000 м³, однако максимальные объемы превышают 500 тыс. м³, а их дальность выброса достигает 16 км.

Скорости селевых потоков достаточно высоки и могут достигать 33 м/с, что обусловлено большими уклонами (от 20° до 35°) и малой длиной селевых русел (в среднем 200-1000 м).

Высота первой селевой волны в селевых потоках не превышает 7 м.

Таблица 1
Общая характеристика селевых бассейнов на территории населенных пунктов Сахалинской области

№	Муниципальное образование	Населенный пункт	Численность населения, чел.*	Общее кол-во селевых бассейнов	Площадь застройки в селеопасной зоне, га	Характеристики селевого бассейна						Максимальный объем естественных выносов, тыс. м³	Максимальная толщина селевых отложений, м	Ширина селеопасной зоны, м		Максимальная глубина потока, м	Максимальная высота селевой волны НВСТ, м	Макс. скорость селя (U _м), м/с	Полное (гидростатическое и гидродинамическое) давление (P) селевого потока на препятствие по И.И.Херкевичу и Голубцову В.В., кг/м²	Макс. расход селевого по В.В.Голубцову, м³/с	
						Площадь водосбора, га	Относительная высота, м		Протяженность, м		Уклон селевого русла, град.			срел.	макс.						
1	городской округ «Смирновский»	с. Буюклы	1454	1	427,50	20700	срел. 1100 макс. 1100	срел. 15700 макс. 15700	срел. 4 макс. 4	срел. 15700 макс. 15700	срел. 4 макс. 4	срел. 15700 макс. 15700	срел. 4 макс. 4	срел. 15700 макс. 15700	срел. 4 макс. 4	срел. 15700 макс. 15700	срел. 4 макс. 4	срел. 15700 макс. 15700	срел. 4 макс. 4	срел. 15700 макс. 15700	срел. 4 макс. 4
2	«Улугорский муниципальный район»	г. Улугорек	12334	1	0,09	6	срел. 58 макс. 58	срел. 390 макс. 390	срел. 8 макс. 8	срел. 390 макс. 390	срел. 8 макс. 8	срел. 390 макс. 390	срел. 8 макс. 8	срел. 390 макс. 390	срел. 8 макс. 8	срел. 390 макс. 390	срел. 8 макс. 8	срел. 390 макс. 390	срел. 8 макс. 8	срел. 390 макс. 390	срел. 8 макс. 8
3		с. Бошняково	1400	17	23,20	550	срел. 262 макс. 420	срел. 1037 макс. 2310	срел. 17 макс. 28	срел. 1037 макс. 2310	срел. 17 макс. 28	срел. 1037 макс. 2310	срел. 17 макс. 28	срел. 1037 макс. 2310	срел. 17 макс. 28	срел. 1037 макс. 2310	срел. 17 макс. 28	срел. 1037 макс. 2310	срел. 17 макс. 28	срел. 1037 макс. 2310	срел. 17 макс. 28
4	«Макаровский городской округ»	г. Макаров	6758	32	54,34	1132	срел. 142 макс. 497	срел. 758 макс. 3359	срел. 14 макс. 31	срел. 758 макс. 3359	срел. 14 макс. 31	срел. 758 макс. 3359	срел. 14 макс. 31	срел. 758 макс. 3359	срел. 14 макс. 31	срел. 758 макс. 3359	срел. 14 макс. 31	срел. 758 макс. 3359	срел. 14 макс. 31	срел. 758 макс. 3359	срел. 14 макс. 31
5	«Томаринский городской округ»	г. Томари	4843	51	0,31	51	срел. 80 макс. 80	срел. 1150 макс. 1150	срел. 5 макс. 5	срел. 1150 макс. 1150	срел. 5 макс. 5	срел. 1150 макс. 1150	срел. 5 макс. 5	срел. 1150 макс. 1150	срел. 5 макс. 5	срел. 1150 макс. 1150	срел. 5 макс. 5	срел. 1150 макс. 1150	срел. 5 макс. 5	срел. 1150 макс. 1150	срел. 5 макс. 5
6	городской округ «Долинский»	с. Быков	4465	7	9,45	363	срел. 228 макс. 396	срел. 1100 макс. 2960	срел. 11 макс. 15	срел. 1100 макс. 2960	срел. 11 макс. 15	срел. 1100 макс. 2960	срел. 11 макс. 15	срел. 1100 макс. 2960	срел. 11 макс. 15	срел. 1100 макс. 2960	срел. 11 макс. 15	срел. 1100 макс. 2960	срел. 11 макс. 15	срел. 1100 макс. 2960	срел. 11 макс. 15
7		г. Холмск	32277	67	146,86	1730	срел. 192 макс. 383	срел. 882 макс. 2780	срел. 14 макс. 33	срел. 882 макс. 2780	срел. 14 макс. 33	срел. 882 макс. 2780	срел. 14 макс. 33	срел. 882 макс. 2780	срел. 14 макс. 33	срел. 882 макс. 2780	срел. 14 макс. 33	срел. 882 макс. 2780	срел. 14 макс. 33	срел. 882 макс. 2780	срел. 14 макс. 33
8		с. Байково	2	1	0,02	2	срел. 95 макс. 95	срел. 335 макс. 335	срел. 16 макс. 16	срел. 335 макс. 335	срел. 16 макс. 16	срел. 335 макс. 335	срел. 16 макс. 16	срел. 335 макс. 335	срел. 16 макс. 16	срел. 335 макс. 335	срел. 16 макс. 16	срел. 335 макс. 335	срел. 16 макс. 16	срел. 335 макс. 335	срел. 16 макс. 16
9	«Холмский городской округ»	с. Калинин	75	11	14,50	475	срел. 330 макс. 445	срел. 1200 макс. 2750	срел. 18 макс. 35	срел. 1200 макс. 2750	срел. 18 макс. 35	срел. 1200 макс. 2750	срел. 18 макс. 35	срел. 1200 макс. 2750	срел. 18 макс. 35	срел. 1200 макс. 2750	срел. 18 макс. 35	срел. 1200 макс. 2750	срел. 18 макс. 35	срел. 1200 макс. 2750	срел. 18 макс. 35
10		с. Чехов	4588	11	1,29	10	срел. 84 макс. 115	срел. 210 макс. 337	срел. 24 макс. 36	срел. 210 макс. 337	срел. 24 макс. 36	срел. 210 макс. 337	срел. 24 макс. 36	срел. 210 макс. 337	срел. 24 макс. 36	срел. 210 макс. 337	срел. 24 макс. 36	срел. 210 макс. 337	срел. 24 макс. 36	срел. 210 макс. 337	срел. 24 макс. 36
11		с. Яблочное	2241	6	1,06	14	срел. 56 макс. 73	срел. 247 макс. 490	срел. 14 макс. 18	срел. 247 макс. 490	срел. 14 макс. 18	срел. 247 макс. 490	срел. 14 макс. 18	срел. 247 макс. 490	срел. 14 макс. 18	срел. 247 макс. 490	срел. 14 макс. 18	срел. 247 макс. 490	срел. 14 макс. 18	срел. 247 макс. 490	срел. 14 макс. 18
12		с. Новосибирское	246	6	10,14	255	срел. 322 макс. 793	срел. 1739 макс. 3335	срел. 10 макс. 16	срел. 1739 макс. 3335	срел. 10 макс. 16	срел. 1739 макс. 3335	срел. 10 макс. 16	срел. 1739 макс. 3335	срел. 10 макс. 16	срел. 1739 макс. 3335	срел. 10 макс. 16	срел. 1739 макс. 3335	срел. 10 макс. 16	срел. 1739 макс. 3335	срел. 10 макс. 16

13	г. Южно-Сахалинск	174723	5	1566,00	4830	886	960	10380	11900	12	14	>500	4	1498	2300	3,0	6,0	18,28	0,240	326
14	с. Санаторное	614	1	0,78	9	185	185	300	300	11	11	0,5	1	87	87	1,0	1,3	16,48	0,170	37
15	с. Синегорск	2609	2	2,28	404	280	347	2215	3605	8	11	3	2	84	108	2,0	2,5	9,19	0,170	114
16	г. Невельск	17094	48	47,00	1968	201	364	945	3609	15	29	15	3	48	165	3,0	5,0	27,75	0,400	1321
17	с. Колхозное	411	6	12,50	171	161	291	1030	1460	10	16	5	2	77	135	1,0	1,5	17,59	0,161	137
18	с. Горно-заводск	5419	5	1,15	38	115	170	470	730	13	16	5	5	93	110	1,5	2,5	18,65	0,170	339
19	с. Ясно-морское	159	10	11,30	564	308	374	1236	1955	18	39	10	2,5	109	205	2,0	2,5	28,33	0,390	16
20	с. Раздольное	62	9	10,80	727	222	364	1193	2062	12	20	10	2,5	178	324	2,0	2,5	25,61	0,320	2068
21	с. Светляки		7	10,70	1005	369	491	2223	4980	10	18	20	5,5	91	110	2,5	4,0	23,4	0,31	245
22	с. Сокольники (с. Заветы Ильича)	4	4	10,80	271	309	397	1207	2240	18	27	5	2,5	215	360	3	5,0	28,2	0,42	329
23	«Корсаковский район»	35134	2	0,59	124	88	92	1200	1227	6	11	1	1	45	45	2,0	2,0	5,08	0,019	104
24	«Северо-Курильский городской округ»	2422	2	74,37	2000	900	900	6150	7200	12	14	>500	7	115	150	3,0	7,0	32,50	0,675	7046
25	«Курильский район»	1911	1	0,78	1200	1295	1295	6000	6000	14	14	>30	3	117	117	2,0	3,0	23,50	0,340	2820
26	«Южно-Курильский городской округ»	6166	2	–	25	335	370	1450	2000	16	20	>50	3	45	50	2,0	3,0	25,63	0,400	1900

Значения максимальных расходов селевых потоков могут достигать 7000 м³/с (г. Северо-Курильск, бассейн р. Матросовка).

Средняя ширина селеопасной зоны составляет 100-150 м, максимальная ширина – 2300 м (г. Южно-Сахалинск, бассейне р. Буреи).

Максимальное расчетное давление селевого потока на препятствие достигает 0,810 кг/м² (с. Буюклы, бассейн р. Буюклинка).

Высокая степень интенсивности проявления селевых процессов на территории Сахалинской области и формирование селевых потоков больших объемов в низкогорье и среднегорье о. Сахалина и Курильских островов обусловлено сочетанием следующих факторов селеобразования:

- большая глубина расчленения рельефа, достигающая 500-1000 м;
- большая крутизна склонов водосборов селевых бассейнов и селевых русел, достигающая в верховьях 35-50°;
- большое количество жидких осадков (зарегистрированные максимумы осадков за циклон – 1277 мм; суточный – 230 мм, часовой – более 50 мм);
- состав горных пород территории: слабосцементированные алевриты, аргиллиты, песчаники (легко размываемые и размокаемые), насыщающие селевой поток глинистыми фракциями (условие формирования связных селей), в сочетании с прочными интрузивными, вулканогенными и метаморфическими породами, формирующими валунно-глыбовую составляющую потоков.

Автор выражает благодарность за помощь в работе Казакову Н.А., Генсировскому Ю.В., Окопному В.И., Бобровой Д.А., Казаковой Е.Н., Кононову И.А., Лобкиной В.А.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ БЕРЕГОВОЙ И ПОДВОДНОЙ ЗОН БРАТСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА: ДОМИНИРУЮЩИЕ ФАКТОРЫ МОРФОЛИТОГЕНЕЗА

В.А. Хак

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

В пределах котловин крупных, равнинных водохранилищ, к которым относится и Братское водохранилище, выделяются зоны различные по гидродинамическим условиям. Разными исследователями предложены различные схемы дифференциации, как для водохранилищ с линейно-вытянутой, простой в плане, так и со сложной, разветвленной конфигурациями котловины [1, 3]. Изменение гидродинамических характеристик на всем протяжении зоны подпора от выклинивания до плотины гидроузла выражаются в снижении рельефообразующей роли стоковых течений и появлении принципиально нового фактора морфолитогенеза – ветрового волнения. Понимание неоднородности условий среды привело к выделению трех основных областей

в пределах котловин, соответствующих различным типам динамических обстановок рельефообразования и осадконакопления: область преимущественно флювиального морфолитогенеза, преимущественно волнового морфолитогенеза и переходной между ними области [6]. В зависимости от комплекса преобладающих берегоформирующих процессов, протекающих в пределах этих областей, в котловинах водохранилищ и их береговой зоне формируются самые различные формы рельефа.

Несмотря на то, что Братская ГЭС является второй в каскаде Ангарских гидроузлов, а обстановки, характерные для областей преимущественно флювиального морфолитогенеза зачастую отмечается лишь в верхнем водоеме каскада, в пределах Братского водохранилища довольно четко прослеживается смена гидродинамического режима с выделением всех трех вышеописанных областей морфолитогенеза.

Так, в области преимущественно флювиального морфолитогенеза, где доминирующим фактором развития рельефа и осадконакопления являются стоковые течения, основные черты рельефа имеют схожесть с рельефом дельт рек, впадающих в моря. Здесь можно наблюдать многочисленные активные и отмершие русла, разделенные островами и мелководьями. В пределах этой области происходит преобразование речного стока, иначе говоря, это участок водоема с условиями, переходными от речных к озерно-водохранилищным [2]. Волновая нагрузка на берега водоема в области преимущественно флювиального морфолитогенеза незначительна. Большое влияние на гидродинамические условия этой зоны оказывают колебания уровня водоема.

К областям преимущественно флювиального морфолитогенеза на Братском водохранилище относятся зоны выклинивания подпора по трем крупным рекам Ангара, Ока и Ия. Подпор, сформированный плотиной Братской ГЭС, распространяется по р. Ангара до пос. Тельма. Выше этого участка речные условия не изменяются при любом положении уровня воды в водохранилище, ниже – восстанавливаются при его снижении. При минимальных отметках участок подпора отмечается в районе г. Свирска. Таким образом, общая протяженность зоны выклинивания по р. Ангаре составляет около 65 км. В пределах этой зоны происходит активное накопление терригенного материала, приносимого рекой, в результате снижения транспортирующей способности водного потока. Формами проявления аккумулятивного процесса в русле являются гряды различного генезиса (формируемые при речном и водохранилищном режимах) и морфологии (поперечные и ленточные) [7]. По р. Ока зона выклинивания подпора при максимальной сработке уровня воды в водоеме занимает не более 35 км. По р. Ия подпор распространяется на протяжении 40-45 км. Протяженность подпора по малым рекам очень незначительна [4].

Обстановки преимущественно флювиального морфолитогенеза постепенно замещаются переходными областями, местоположение и протяженность которых напрямую определяются положением уровня воды в водоеме.

В пределах переходной области особенности развития береговой зоны обусловлены в основном совместным действием волновых процессов и проточных течений. Происходящий здесь рост волновых нагрузок на берега водоема приводит к образованию абразионных береговых уступов и активному формированию аккумулятивных форм волнового генезиса (пляжи, косы, пересыпи) [6]. Так, характерные черты переходных областей на Братском водохранилище свойственны многочисленным заливам. Примером могут служить Осинский и Унгинский заливы, расположенные в Верхнеангарском районе водохранилища, где активно идет формирование аккумулятивных макро- и микроформ. В результате абразионного размыва берега и образования рыхлого материала, вовлекаемого во вдольбереговой поток, на внешнем крае отмели также образуются аккумулятивные призмы, выраженные в рельефе дна резким перепадом глубин. Образование таких форм, нехарактерных для участков, где перенос наносов осуществляется в основном стоковыми течениями, характеризует смену преобладающего процесса в развитии рельефа береговой зоны [5]. Такие призмы мощностью до 2-4 м формируются в основном на небольших глубинах (0,5-4,0 м) верхней части водохранилища и характерны как для галечниковых, так и для песчаных отложений.

Береговая зона значительно большей части Братского водохранилища развивается под воздействием волновых процессов. Следовательно, наиболее представительной, как и в большинстве случаев на крупных водохранилищах, является область преимущественно волнового морфолитогенеза. Энергия волн расходуется главным образом у берегов водоема, что определяет высокую интенсивность береговых процессов в этой области. Облик береговой зоны по морфологии схож с обликом абразионных берегов морей и характеризуется наличием клифов и береговых уступов, параметры которых зависят от их геологического сложения. Наиболее выразительно черты рельефа береговой зоны, характерные для этой области, представлены в пределах озеровидных расширений: Балаганского, Заярского, Долоновского, Калтукского. Здесь ширина затопленной долины реки и глубина водоема создает весьма благоприятные условия для развития волнения. Пестрое разнообразие геологического строения берегов выражается во множестве экзогеодинамических обстановок, осложненных различными сочетаниями берегоформирующих экзогенных процессов. Наиболее широко представлены такие процессы, как оползневые, эрозионные, карстовые, развитие которых контролируется уровненным режимом водохранилища и тесно связано с динамикой абразионного размыва береговых склонов.

Литература

1. Вендров С.Л., Маккавеев Н.И., Мельникова Г.Л., Широков В.М. Эволюция берегов и дна водохранилищ // Инженерно-географические проблемы проектирования и эксплуатации крупных равнинных водохранилищ. М.: Наука, 1972. С. 7-49.

2. Карнаухова Г.А. Терригенная седиментация в зонах переменного подпора Братского водохранилища // Метеорология и гидрология, 2000. № 11. С. 86-95.
3. Матарзин Ю.М., Новосельский Ю.И. Гидролого-морфологическое районирование равнинных водохранилищ долинного типа // Вод. ресурсы, 1983. № 3. С. 84-93.
4. Овчинников Г.И., Павлов С.Х., Тржцинский Ю.Б. Изменение геологической среды в зонах влияния Ангаро-Енисейских водохранилищ. Новосибирск: Изд-во Наука СО РАН, 1999. 252 с.
5. Хабидов А.Ш. Закономерности рельефообразования и осадконакопления в береговой зоне крупных водохранилищ // Автореф. дис. д-ра геогр. наук. Барнаул, 2000. 40 с.
6. Хабидов А.Ш., Жиндарев Л.А., Кусковский В.С., Овчинников Г.И., Савкин В.М., Тржцинский Ю.Б. Геоморфология береговой зоны и побережий крупных водохранилищ Сибири: Материалы к XXVI Пленуму геоморфологической комиссии РАН. Новосибирск: Наука, 2001. 120 с.
7. Хак В.А. Геоэкологическая оценка воздействия абразионно-аккумулятивных и эоловых процессов на прибрежные территории зон переменного подпора Братского водохранилища (на примере Ангарской акватории) // Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 2006. 18 с.

Секция 2
Палеонтология и стратиграфия мезозойских
и кайнозойских отложений Дальневосточного региона
Руководитель: д.г.-м.н. В.С. Пушкарь (ДВГИ ДВО РАН)

МЛЕКОПИТАЮЩИЕ ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ
ПРОЛИВА БОСФОР ВОСТОЧНЫЙ В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ
(ПО МАТЕРИАЛАМ АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ РАСКОПОК)

Л.Е. Васильева

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН,
г. Владивосток, orka-lora@mail.ru*

В последнее время, в связи с реализацией больших проектов строительства на побережье о. Русский и пролива Босфор Восточный, было открыто несколько археологических памятников с раковинными кучами раннего железного века, которые оказались под угрозой уничтожения. Поэтому с июля по ноябрь 2008 г. Научным музеем ДВГУ было организовано несколько спасательных экспедиций под руководством директора музея, к.и.н. А.Н. Попова, и при участии профессора ДВГУ, д.и.н. Д.Л. Бродянского, а также других специалистов, аспирантов и студентов.

Основные археологические раскопки были выполнены на двух памятниках – Назимова-1 (мыс Назимова на п-ове Назимова) и Пospelово-1 (мыс Пospelово на п-ове Саперном, о. Русский). Оба памятника расположены в наиболее узком месте пролива Босфор Восточный на его противоположных берегах, в районе строительства мостового перехода с материка на о. Русский.

Поселение Назимова-1 расположено на юго-западной оконечности м. Назимова на высокой террасе, примерно на 10-15 м выше уровня моря. Оно занимает площадь несколько гектаров, имеет раковинную кучу мощностью до 40 см. Большая часть древнего памятника сильно повреждена постройками и перекопами XIX-XX вв., и только местами сохранилась в нетронутом состоянии. При раскопках этого поселения было выделено только несколько стратиграфических слоев: дерн, поверхность раковинной кучи, ее верхний и нижний слои, яма заполненная раковинами, смежные культурные слои за пределами раковинной кучи.

Поселение Пospelово-1 находится к западу от м. Пospelово, на морской галечной террасе, на высоте около 1,5-2 м над уровнем моря. Оно занимает площадь около 3-4 га, местами разрушено. К югу от него находится сильно заболоченная равнина на площади около 30 га. В траншеях, вырытых строителями с целью осушения этой равнины, хорошо прослеживается структура морских, лагунных, аллювиальных и делювиальных отложений. Они свидетельствуют о том, что ранее заболоченная равнина представляла собой небольшую морскую лагуну, отделенную от моря галечной косой на которой

располагались древние раковинные кучи. Позднее, в связи с понижением уровня моря, лагуна превратилась в пресноводный водоем, который сильно зарос водной растительностью, превратив его в болото. Это подтверждают мощные (до 4 м) отложения торфа, который извлекается экскаваторами и вывозится за пределы площади строительства спроектированного на этом месте завода железобетонных изделий.

В ходе раскопок раковинных куч был собран большой фаунистический материал, включающий раковины моллюсков, фрагменты домиков усоногих раков, зубы, кости и отолиты рыб, птиц, млекопитающих. Анализ этих остатков позволил идентифицировать несколько десятков видов животных разных систематических групп, определить их возраст и сезон добычи, реконструировать размеры, выяснить способы обработки. С учетом материалов из других археологических памятников периода раннего железного века, расположенных на побережье Уссурийского залива и пролива Босфор Восточный, впервые получены сведения о видовом составе фауны относительно крупных промысловых животных, существовавших около 2-2,5 тыс. лет назад в этом районе.

Всего было идентифицировано не менее 35 видов моллюсков, 20 – рыб, 18 – птиц и 12 – млекопитающих. Вместе с представителями некоторых других беспозвоночных и позвоночных животных (полихеты, усоногие раки, морские ежи, земноводные), в том числе обнаруженных в раковинных кучах других археологических памятников этого периода, общее число идентифицированных родов и видов животных достигает 100. При этом нужно иметь в виду, что это только те, в основном промысловые виды, которые имеют скелетные остатки, сохранившиеся в культурных слоях, и обнаружены в датированных археологических памятниках. В действительности число существовавших видов значительно больше, так как многие практически не сохраняются в культурных слоях (например, кишечнорастворимые, голотурии, многие ракообразные и др.), и достоверность их существования вызывает вопросы.

В основе культурных отложений всех изученных раковинных куч из поселений периода раннего железного века на побережье пролива Босфор Восточный лежат раковины тихоокеанской устрицы *Crassostrea gigas*. (85-95%). Именно благодаря им в культурных отложениях хорошо сохранились костные остатки животных, которые в поселениях без раковинных куч обычно очень плохо сохраняются, так как за тысячелетия распадаются и растворяются под воздействием почвенных кислот.

Среди идентифицированных видов рыб в раковинных кучах наиболее часто встречались треска, минтай, окуни, керчаки. В отличие от современных видов рыб, в некоторых раковинных кучах (Амбабоза, Виноградного-1, Южный, Басаргин, Назимова) обычными были кости и челюсти теплолюбивых видов – собаки-рыбы, тунца, скумбрии. В раковинной куче поселения Поспелово-1 найдены также шипы ската, возможно, красного хвосткола. Крупные позвонки синеперого тунца принадлежали рыбам длиной до 2,5-3 метров.

Все эти находки также свидетельствуют о более теплом гидрологическом режиме в рассматриваемый период времени.

Собранные многочисленные кости животных говорят о богатом видовом составе промысловых видов птиц и млекопитающих, обитавших ранее в прибрежных водах пролива Босфор Восточный. Среди птиц преобладали водоплавающие и морские, такие как утиные, бакланы, чайки. Довольно много костей фазана.

Кости и зубы млекопитающих также изучены пока только для крупных промысловых и домашних видов животных. Самыми многочисленными во всех раковинных кучах были кости дикого кабана, домашней свиньи и собаки. Относительно часто встречались кости благородного оленя и косули. В проливе Босфор Восточный обнаружены зубы молодой косатки и медведя, фрагменты костей морских млекопитающих. Эти находки свидетельствуют о существовании охоты на морских млекопитающих, которые ранее, по-видимому, чаще встречались в прибрежной зоне.

Анализ видового состава фауны, численности животных, их возрастных и размерных характеристик, свидетельствуют о более теплых климатических условиях в период раннего железного века и о заметных изменениях в водных и наземных сообществах прибрежной зоны.

ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАРБОНАТНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ГОРЫ ГОЛУБИНАЯ (ШКОТОВСКИЙ РАЙОН)

Е.Н. Гапликова

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

Гора Голубиная расположена в Шкотовском районе вблизи с. Многоудобное. Она представляет собой изолированный органогенный массив.

Автором был изучен состав беспозвоночных, обнаруженных в органогенных известняках, определено процентное содержание рифостроящих и рифолюбивых организмов. На основе полученных данных мы выделили на данном этапе следующие стадии рифообразования: стадия банки, стадия биострома и стадия биогерма.

Формирование массива началось в верхней перми [2, 3]. Нижняя часть постройки сложена темно-серыми плотными известняками (стадия банки), которые включают в себя многочисленные скопления фузулинид. В единичном количестве обнаружены криноидеи, брахиоподы.

Выше по склону в средней части массива обнаружены светло-серые известняки с криноидеями, брахиоподами (*Stenosisma sokolskajae* Koczyrkevicz, *Cyrolexis ussuricum* Maslennikov, *Rhynchopora tenuicostata* Koczyrkevicz), водорослями, мшанками (*Girtypora regula*, *Pseudobatostomella innae*), гастроподами, губками, двустворчатыми моллюсками [1, 2, 3]. Активная деятельность данных организмов привела к образованию био-

строма. Фузулиниды были также многочисленны в составе и представлены разнообразными формами. В небольшом количестве встречаются морские ежи, о чем свидетельствуют находки игл. В единичном количестве найдены кораллы (*Pseudofavosites kotljarae*, *Euryphyllum*, *Amplexocarina*, *Calophyllum kabakovichae*, *Waagenophyllum*) [1]. Постепенно организмы сближались и плотно населялись друг на друга, формируя биогермы.

Стадия биогермов характеризуется обилием всех организмов. Из них многочисленны мелкие криноидеи, мшанки, губки, водоросли, фузулиниды, брахиоподы, морские ежи. Также встречается множество мелких фораминифер (*Lepidolina* ex gr. *shiraiwensis*, *L. multiseptata*, *Neosumatrina bratensis*, *Lepidolina kumaensis*, *Colaniella parva*), представленных разнообразными округлыми и удлинёнными формами. Найдены редкие сфинктозоа (*Sollasia arta* Belyaeva, *Lichuanospongia primorica* Belyaeva). В небольшом количестве встречаются гастроподы, двустворчатые моллюски и одиночные кораллы. Основными каркасостроителями были водоросли, фораминиферы [1].

На данном массиве обнаружены фации лагуны, представленные мелкозернистыми слоистыми известняками с одиночными находками фузулинид. Отложения фации ядра рифа и склона не обнаружены.

Изучение этапности и периодичности осадконакопления позволяет нам сделать вывод о том, что формирование органогенной постройки происходило на небольшой глубине в зоне подвижного мелководья в тропических условиях. Полученные данные не позволяют нам говорить о сформировавшемся рифе.

Процентное содержание рифостроящих и рифолюбивых организмов горы Голубина

Ископаемые остатки, %	Стадия банки	Стадия биострома	Стадия биогерма
Фораминиферы:			
мелкие		16	18
фузулиниды	90	20	5
Мшанки		7	7
Губки		7	7
Водоросли		15	17
Гастроподы		3	5
Криноидеи	2	10	10
Морские ежи		5	5
Кораллы		5	8
Сфинктозоа		2	10
двустворчатые моллюски		5	5
Брахиоподы	8	5	3

Литература

1. Котляр Г.В., Кропачева Г.С., Соснина М.И., Пронина Г.П., Чедия И.О. Зональное расчленение морских верхнепермских отложений Южного Приморья // Новые данные по биостратиграфии палеозоя и мезозоя юга Дальнего Востока. Сборник научных трудов. Владивосток, 1990. С. 104-115.
2. Кочиркевич Б.В. Новые пермские Rhynchopora (Brachiopoda) Южного Приморья и некоторые вопросы их морфологии // Ископаемые беспозвоночные Дальнего Востока (данные по новым находкам). Владивосток, 1979. С. 41-49.
3. Кочиркевич Б.В. Пермские стenosцизматацеи (Brachiopoda) Южного Приморья // Ископаемые беспозвоночные Дальнего Востока (данные по новым находкам). Владивосток, 1979. С. 50-59.

ЭВОЛЮЦИОННАЯ ЭТАПНОСТЬ РАЗВИТИЯ ДИАТОМЕЙ КАК ОТРАЖЕНИЕ ОСНОВНЫХ ГЕОБИОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ НЕОГЕНА ПРИМОРЬЯ (ЮГ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА)

О.Ю. Лихачёва

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
г. Владивосток, e-mail: olesyalikh@gmail.com

Диаомовые одноклеточные водоросли с внешним кремневым скелетом представляют ортостратиграфическую группу, которая широко используется в стратиграфических построениях, благодаря высоким темпам эволюционных изменений. Обладая также и высокой чувствительностью к параметрам среды обитания, эта группа зарекомендовала себя как надежный инструмент при палеоэкологических и палеогеографических реконструкциях.

На основании этих свойств нами была прослежена эволюционная этапность развития диатомовой флоры Приморья и разработана зональная диатомовая шкала. Данная этапность хорошо применима в подобных построениях, поскольку является отражением геобиологических событий неогена Приморья.

Мы выделяем 7 этапов, на основании которых были выделены локальные диатомовые зоны в интервале нижний миоцен–плиоцен. Границы зон проводятся по **исчезновению видов-индексов** и появлению или исчезновению других маркирующих видов. Каждая зона отражает определенный событийный этап развития диатомей. При выборе референтных признаков было отдано предпочтение родам *Miosira*, *Pseudoaulacosira*, *Tetracyclus*, *Cyclotella* и *Aulacoseira* (формы «прае», кольцевые колонии, овальные морфотипы створок), которые хорошо прослеживаются как в озерных, так и речных фациях. Дополнительными эволюционными маркерами являются роды *Actinocyclus*, *Mesodictyon*, *Cyclotella*, *Pliocaenicus*, *Stephanodiscus*, но их частота встречаемости в аллювиальных фациях гораздо ниже.

Зона *Miosira bifaria* (голостратотип синеутесовской свиты, нижняя часть

нижнего миоцена). Комплекс диатомей свидетельствует об относительно теплом климате и активизации Восточно-Азиатского муссона – палеоклиматическое событие Early Miocene carbon excursion [5]. Причиной таких палеоклиматических изменений было усиление тектонической активности окраины Евразийского континента, выразившейся в поднятии Тибетского плато, что и привело к перераспределению атмосферных потоков и усилению термической контрастности между материком и океаном. Немаловажными факторами, определившими региональный климат, стало начало раскрытия Японского моря и формирование Восточно-Азиатского антициклона [4]. Нижняя часть зоны датирована в $25,3 \pm 1,6$; верхняя – 20,9 млн. лет [2].

Зона *Actinocyclus lobatus* (нежинская свита, верхняя часть нижнего миоцена). Комплекс диатомей свидетельствует о тенденции к усилению потепления. В это же время происходит расширение акватории Японского моря и формирование термического контраста между западной и восточной поверхностными водными массами [1]. С этого времени начинается и синергетическое влияние окраинных морей Северо-Западной Пацифики и муссонной активности на региональный климат, что привело к формированию достаточно широкой системы озерных водоемов и образованию диатомитовых толщ [11]. Зона датирована 20,2 (основание), 20,1; 19,7; 18,8; 18,1 (кровля) млн. лет [2].

Зона *Miosira jouseana* (нижняя часть голостратотипа новокачалинской свиты, самая верхняя часть нижнего миоцена – нижняя часть среднего миоцена). Теплый облик комплекса отражает главный климатический оптимум на границе раннего и среднего миоцена – Monterey carbon excursion [5]. Низкое доминирование и достаточно высокое видовое разнообразие, присущее комплексу – признак быстропериодической изменчивости условий окружающей среды с тенденцией к ярко выраженному потеплению. Это обстоятельство обеспечило высокую палеопродуктивность диатомей, что привело к формированию мощных диатомитовых толщ. В тектогенезе окраины континента в начале среднего миоцена завершается спрединг Японского и Южно-Китайского морей. Начинается усиление контраста между летним и зимним муссонами. Однако зимний муссон, остающийся все же ослабленным при интенсивном летнем муссоне, не стал экологическим барьером для развития субтропических диатомей. Для комплекса получена серия датировок в интервале 18,1-14,9 млн. лет [2,3].

Зона *Miosira areolata* (верхняя часть голостратотипа новокачалинской свиты, верхняя часть среднего миоцена). Характерной особенностью соответствующего этапа в развитии диатомовой флоры является развитие видов родов *Cyclotella* и *Stephanodiscus*. Кроме этого, в комплексе происходит эволюционное замещение *Miosira jouseana* (Moiss.) Krammer, Lange-Bertalot et Schiller на *M. areolata* Khurs. Отмечается практически полное отсутствие родов *Actinocyclus* и *Mesodictyon* при доминировании видов рода *Aulacoseira*. Для зоны характерен и высокий полиморфизм видов родов *Melosira*,

Aulacoseira и *Tetracyclus*. Комплекс зоны содержит 28-35% вымерших таксонов. Палеопродуктивность заметно падает, что отражает тенденцию к похолоданию климата при отсутствии резких колебаний. Для этого времени характерно усиление контраста между летним и зимним муссонами. Проявление сибирского антициклона было синергетически связано с глобальным похолоданием и соответствующей экспансией ледниковой шапки Южного полюса [5]. На территории Приморья продолжает существовать обширная сеть озерных водоемов с накоплением толщ диатомитов. Возраст зоны 14,9-11,8 млн. лет.

Зона *Ellerbeckia kochii* (гипостратотип усть-суйфунской свиты, верхний миоцен). Структура комплекса диатомей свидетельствует о холодном климате при усилении зимнего муссона. На этот период приходится два глобальных похолодания – Late Miocene carbon excursion и Messinian carbon excursion – мессинский кризис [5]. Датирован комплекс в 8,6; 8,8; 10,7; 10,8; 11,8 млн. лет (Satoshi Okamura, Univ. Hokkaido).

Зона *Miosira tscheremissinovae* (нижний плиоцен, шуфанский горизонт). Наблюдается более высокое видовое разнообразие, по сравнению с предыдущим комплексом, а также незначительное участие теплолюбивых видов, что соответствует небольшому потеплению климата начала плиоцена.

Зона *Aulacoseira praegranulata* var. *praeislandica* f. *praeislandica* (шуфанский горизонт, верхний плиоцен). Комплекс отражает новую волну похолодания и стабилизацию холодных условий. С этого момента начинается сосуществование и экспансия полярных ледниковых шапок, определивших формирование современной климатической системы Земли [5].

Выделенные диатомовые зоны отражают конкретные эволюционные этапы развития диатомовой флоры. Они обусловлены глобальными климатическими изменениями и региональным Восточно-Азиатский муссоном, связанным с гималайским тектогенезом. Это наложило отпечаток на весь облик приморской неогеновой флоры диатомей, отличающейся высоким эндемизмом.

Работа проведена при поддержке грантов ДВО РАН: 09-II-CO-08-001 и 09-II-УО-08-003.

Литература

1. Карнаух В.Н., Карп Б.Я., Цой И.Б. Структура фундамента и сейсмостратиграфия осадочного чехла северной части Японской котловины в районе возвышенности Тарасова (Японское море) // Океанология, 2007. Т. 47. № 5. С. 691-704.
2. Павлюткин Б.И., Ганзей С.С., Пушкарь В.С., Петренко Т.И. Палеоботаническая характеристика и радиометрическое датирование неогеновых отложений Южного Приморья // Стратиграфия. Геол. коррел., 1993. Т. 1. № 6. С. 40-47.
3. Павлюткин Б.И., Пушкарь В.С., Черепанова М.В., Петренко Т.И. Проблемы стратиграфии миоцена Приханкайской впадины (Дальний Восток

России) // Тихоокеанская геология, 2004. Т. 23. № 4. С. 73-85.

4. Iijuma A., Tada R. Evolution of Tertiary sedimentary basins of Japan in reference to opening of the Japan Sea // J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Tokyo, 1990. Ser. 2. V. 22. N. 2. 121 p.

5. Wang Pinxian, Zhao Quanhong, Jian Zhimin, Cheng Xinrong, Huang Wei, Tian Jun, Wang Jiliang, Li Qianyu, Li Baohua, Su Xin. Thirty million year deep-sea records in the South China Sea // Chinese Sci. Bull., 2003. V. 48. N. 23. P. 2524-2535.

ВЫЯВЛЕНИЕ ЗАВИСИМОСТИ МЕЖДУ АРЕАЛАМИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ДИКОГО СЕВЕРНОГО ОЛЕНЯ И ЛАНДШАФТНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИМИ КОМПЛЕКСАМИ СНЕЖНОГО ПОКРОВА (О. САХАЛИН)

В.А. Лобкина

*Сахалинский филиал Дальневосточного геологического института ДВО РАН,
г. Южно-Сахалинск, e-mail: valentina-lobkina@rambler.ru*

Целью работы является выявление зависимости между ареалами распространения дикого северного оленя и характеристиками снежного покрова находящегося в границах этих ареалов и за их пределами.

Задачи исследования:

1. Создание элементов ГИС «Ареалы распространения дикого северного оленя в ландшафтно-стратиграфических комплексах снежного покрова (о. Сахалин)»;
2. Выявление характеристик снежного покрова влияющих на перемещение дикого северного оленя.

Решением одной из поставленных задач является нанесение ареалов распространения исследуемого животного на карту «Ландшафтно-стратиграфический комплексы снежного покрова о. Сахалин» [2], на которой территорию острова можно разделить на три класса, которые соответствуют северной, центральной и южной территориям острова.

Карта «Ареалы распространения дикого северного оленя в ландшафтно-стратиграфических комплексах снежного покрова на о. Сахалин» была переведена в электронный вид с помощью AutoCAD 2008, который, был использован, чтобы подчеркнуть пространственные отношения между объектами, нанесенными на карту. ГИС хранит информацию о ландшафтных комплексах в виде набора тематических слоев, которые объединены на основе географического положения. На карту нанесены такие слои как рельеф, гидрография, ландшафтно-стратиграфические комплексы снежного покрова и их индексы.

Для проверки зависимости распространения северных оленей от комплексов снежного покрова на основную карту был нанесен слой с ареалом распространения дикого северного оленя и слой с основными местами его концентрации.

Распространение диких северных оленей очень не равномерно. По материалам последнего, наиболее полного авиаучета и наземного обследования, проведенного специалистами Сахалинского управления охотничьего хозяйства в феврале-марте 1993 г., основное их поголовье в зимний период было сосредоточено в четырех районах: верхние участки междуречий Вагис-Тыг-Даги (Охинский, Ногликский, Александровск-Сахалинский административные районы) – 48,3% оленей от всех 5,17 тыс., учтенных на о. Сахалин; Восточно-Сахалинские горы (Тымовский, Поронайский, Смирныховский районы) – 45,4% поголовья; Западно-Сахалинские горы (Углегорский, Макаровский, Томаринский районы) – 3,3% и п-ов Шмидта – 3% учтенных зверей [1, 3].

В пределах ареала распространения дикого северного оленя выделено три зоны его концентрации:

1. Западная часть Северо-Сахалинской низменности;
2. Восточно-Сахалинские горы;
3. Южная часть Западно-Сахалинских гор.

Зоны концентрации дикого северного оленя вытянуты субмеридианально.

По карте видно, что две зоны, Восточно-Сахалинские и Западно-Сахалинские горы, совпадают со следующими типами ландшафтов:

1. Гольцы с верещатником на горных тундровых и тундровых торфяных грунтах.

2. Средневысокие гребни с бело-березовым лесом на горных лесных кислых грунтах, каменистые вершины с зарослями кедрового стланика;

3. Средние и невысокие горы с темно-хвойными, зеленомошными и травянистыми лесами на горных и буро-таежных грунтах.

Установление снежного покрова в этих типах ландшафта происходит 1 октября, разрушение – 1 апреля. Средняя продолжительность залегания снега около 242 дней.

Характеристиками снежного покрова, влияющими на перемещение по нему дикого северного оленя, являются высота снега, его структура и текстура [4].

В 1-ом типе ландшафта отмечены такие показатели характеристик снежного покрова, как средняя высота снега равная 100 см, коэффициент вторичного расслоения – 0,8; коэффициент перекристаллизации равен 0,8; а коэффициент текстуры – 0,4.

Во 2-ом типе средняя высота снега также около 100 см, коэффициент вторичного расслоения – 0,7; коэффициент перекристаллизации – 0,9; а коэффициент текстуры – 0,6.

В 3-ем типе высота снега – 160 см, коэффициент вторичного расслоения – 0,4; коэффициент перекристаллизации равен 0,8; а коэффициент текстуры – 0,2.

Помимо совпадения типов ландшафтов, отмечаем, что коэффициенты перекристаллизации, так же близки.

Большая часть зоны концентрации дикого северного оленя на Северо-

Сахалинской низменности расположена на холмистой равнине с лиственничными травяно-кустарниковыми лесами, зарослями кедрового стланика на супесчаных оподзоленных грунтах, гарях. Снежный покров устанавливается здесь 25 октября, а разрушается к 15 мая. Средняя продолжительность залегания сплошного снежного покрова – 200 дней. Средняя высота снежного покрова – 100 см, коэффициент вторичного расслоения – 0,7; коэффициент перекристаллизации – 1,0; а коэффициент текстуры – 0,6.

В меньшей степени зона захватывает такие типы ландшафтов как:

- выположенные склоны невысоких гор с лиственничным лесом и кедровым стлаником на оподзоленных почвах

- невысокие горные вершины с зеленомошными лесами или обыкновенной на горных буро-таежных и слабооподзоленных почвах.

Установление снежного покрова приходится на 3 октября, разрушение на 1 апреля, средняя продолжительность залегания – 240 дней.

В 1-ом типе высота снега составляет 180 см, коэффициент вторичного расслоения – 0,6; коэффициент перекристаллизации 0,8; а коэффициент текстуры – 0,4.

Во 2-ом типе – 140 см, коэффициент вторичного расслоения – 0,6; коэффициент перекристаллизации равен 0,7; а коэффициент текстуры – 0,4.

Несмотря на большую среднюю высоту снежного покрова, ареалы распространения дикого северного оленя совпадают именно с этими ландшафтами. Исходя из чего, можно сделать вывод, что основной характеристикой определяющей проходимость животных по снегу будет, скорее всего, не высота снежного покрова. Видим совпадение коэффициентов структуры и текстуры снежной толщи, что может говорить об одинаковых прочностных свойствах снежного покрова, которые будут в большей степени лимитировать передвижение животного [4].

Литература

1. Воронов Г.А. Современное состояние и проблемы сохранения популяции дикого северного оленя на Сахалине // Наземные экосистемы острова Сахалина (сборник статей). Южно-Сахалинск: Институт морской геозологии и геофизики ДВО РАН, 1999. С. 114-120.

2. Древило М.С. Структура снежного покрова о. Сахалин (подзона средней светлохвойной тайги) // Труды Гидрометцентра Сахалинского УГМС. Региональные исследования. Южно-Сахалинск: СУГМС, 1988. С. 124-127.

3. Ерёмин Ю.П. Северный олень в Сахалинской области // Северный олень в России. 1082-2002 (сборник статей). М.: РАСН, 2003. С. 358-368.

4. Лобкина В.А. Мониторинг снежного покрова как фактора лимитирующего передвижение животных // Материалы второй региональной конференции молодых ученых «Современные проблемы геологии, геохимии и геоэкологии Дальнего востока России». Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 173-176.

ДИАТОМОВАЯ ФЛОРА ГОЛОЦЕНОВЫХ ОСАДКОВ БЕРИНГОВА ПРОЛИВА И ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЧУКОТСКОГО МОРЯ

М.С. Обрезкова

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

Исследование особенностей формирования диатомовых танатоценозов конкретных районов является методической основой диатомового анализа четвертичных и, особенно, голоценовых морских и океанических осадков. Диатомеи в поверхностных осадках отражают современные параметры вод: температуру, соленость, течения, ледовую обстановку, продуктивность и др. [2, 4].

Донные осадки Чукотского моря по сравнению с другими Восточно-Арктическими морями исследованы с наибольшей степенью детальности, изучен их вещественный состав, имеются данные по распределению микрофауны фораминифер, диатомовых водорослей, определению абсолютного возраста и другие [3]. Для Чукотского моря характерно высокое содержание диатомей в осадках, что обусловлено гидрохимическими и седиментационными условиями, а также поступлением взвешенного материала через Берингов пролив. Целью данной работы является изучение качественного и количественного распределения диатомей в поверхностных осадках Берингова пролива и южной части Чукотского моря, прямо зависящее от гидрохимических и гидробиологических условий, а также гидродинамического режима (взаимодействие Тихоокеанских вод и вод Северного Ледовитого океана).

Материалом для данной работы послужили 23 образца поверхностных осадков, отобранные на шельфе Чукотского моря в ходе первой части рейса НИС «Профессор Хромов» в рамках российско-американской программы RUSALCA в 2009 г. дночерпателем «Океан». Обработка образцов проводилась согласно стандартной методике [1].

В изученных образцах поверхностных осадков определено 99 видов диатомовых водорослей, принадлежащих 50 родам. Наиболее представительными являются роды *Chaetoceros* (12 видов), *Thalassiosira* (10 видов) и *Navicula* (8 видов). Количественное содержание диатомей колеблется от 0,1 до 13 млн. экз. на 1 г воздушно-сухого осадка.

У побережья Чукотки доминирующую по численности группу образуют планктонные диатомеи (до 99% от общей численности диатомей в осадках), с преобладанием ледово-неритических диатомей *Fragilariopsis oceanica* (Cleve) Hasle, *Thalassiosira nordenskioldii* Cleve и представителей рода *Chaetoceros*. Наибольшее содержание последних двух видов приурочено к области распространения в Чукотском море высокопродуктивных беринговоморских вод. У побережья Аляски возрастает содержание сублиторальных диатомей (до 85%). В составе этой группы доминирует полубентический вид *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve.

Автор благодарна А.С. Астахову за предоставление материала

и Л.В. Осиповой (ТОИ ДВО РАН) за техническую обработку образцов и приготовление препаратов.

Работа проведена при финансовой поддержке ДВО РАН (проекты №10-III-B-07-166, 09-III-A-07-337, 09-II-CO-08-001) и СО РАН (интеграционный проект № 5).

Литература

1. Диатомовые водоросли СССР (ископаемые и современные). Л.: Наука, 1974. Т. I. 403 с.
2. Жузе А.П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. Москва: Изд-во АН СССР, 1962. 260 с.
3. Полякова Е.И. Арктические моря Евразии в позднем кайнозое. М.: Научный мир, 1997. 146 с.
4. Sancetta C. Distribution of diatom species in surface sediments of the Bering and Okhotsk seas. *Micropaleontology*, 1982. V. 28. N. 3. P. 1-6.

ИЗМЕНЧИВОСТЬ КОМПЛЕКСОВ ФОРАМИНИФЕР В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОХОТСКОГО МОРЯ КАК ОТРАЖЕНИЕ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКОЙ РИТМИКИ

А.В. Романова

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

Охотское море, как окраинное море, является важнейшим элементом климатической системы северо-восточной Азии и северо-западной Пацифики, оказывая влияние на циркуляцию атмосферы и океана. Сходную роль Охотское море играло и в геологическом прошлом. Различные климатические изменения приводили и к резким изменениям в структуре экосистем, что в свою очередь открывает возможность для детальных палеоэкологических реконструкций.

Цель данной работы заключается в изучении изменчивости комплексов фораминифер в глубоководных отложениях Охотского моря с целью реконструкции условий их формирования.

Материалом для исследования послужили 65 поверхностных проб и колонка донных осадков (45 проб), отобранные сотрудниками ТОИ и ДВГИ ДВО РАН во время экспедиций на НИС «Академик А. Лаврентьев». Образцы проб для фораминиферового анализа были обработаны по стандартной методике.

Планктонные фораминиферы Охотского моря, найденные в образцах, представлены следующими видами: *Neogloboquadrina pachyderma*, *Globigerina bulloides*, *Globorotalia scitula*, *Globigerina quinqueloba*, *Globigerinita glutinata*, *Globigerinita uvula*. Насыщенность образцов раковинами возрастает от севера к центральной части и постепенно снижается по направлению к Курильским островам. Планктонные фораминиферы

практически отсутствуют на дне северной материковой отмели и на склоне севернее 55° с.ш. (до 54 пробы).

Доминирующим видом в структуре сообщества планктонных фораминифер Охотского моря является *N. pachyderma* sin. Доля этого вида в северной части профиля составляет в большинстве случаев 100%, попадаются в небольшом количестве раковины *G. bulloides*. Холодные распресненные низкосолёные воды шельфовой зоны определяют малочисленность данной группы организмов. Значения численности *N. pachyderma* sin по профилю колеблется от 0 до 4872 экземпляров. В центральной части Охотского моря концентрация раковин наивысшая (проба 124). Правозавитые формы данного вида начинают встречаться с 55° с.ш., как и другие более теплолюбивые виды. Концентрация данной формы сохраняется невысокой по всему профилю. Максимальные значения в 17% так же характерны для центрального района. Среднее значение доли *G. bulloides* в сообществе составляет 10,5%. Данный вид в основном приурочен к зонам апвеллинга и является основным индикатором (при условии высокой концентрации) высокопродуктивных зон. Раковины *G. bulloides* варьируют по размеру. Наиболее крупные экземпляры, которые развиваются при хорошем весеннем прогреве поверхностных вод, характерны для центральной части. Доля вида *G. quinqueloba* незначительна, максимальное ее значение 10% характерно для 48° с.ш. Данный вид предпочитает хорошо перемешанные, холодные воды с высоким содержанием фитопланктона.

Присутствие *G. glutinata* в Охотском море скорее является ни столько показателем повышенных температур, сколько условий с высоким содержанием питательных веществ зон апвеллинга. Доля этого вида так же незначительна (max 7%). Вид *G. uvula* представлен единичными раковинами и встречается с 51° с.ш. Как и *G. glutinata* данный вид не устойчив к растворению. *G. scitula* начинает встречаться с 54° с.ш. В изученных нами пробах максимальная концентрация данного вида приходится на центральную часть (до 12 экземпляров, пробы № 73-96).

Такое распределение планктонных фораминифер позволяет выделить зоны или районы с различным сообществами. Ранее Беляевой Н.В. и Бурмистровой И.И. уже были выделены такие районы [1]. Но с учетом полученных нами данных мы можем внести некоторые коррективы. Центральный район, мы считаем нужно сместить к северу до 55° с.ш. и вдоль Курильских островов выделить еще один район юго-восточный, который отличается от северного меньшим разнообразием, плохой сохранностью раковин и признаками растворения, что вероятно связано с активной деятельностью течений.

В результате комплексно-сопряженного анализа по колонке 40-06, включающего литолого-вещественный анализ и радиоуглеродное датирование, а так же с учетом проведенного биогеографического районирования, были выделены климатостратиграфические горизонты, отражающие ледниковые и межледниковые эпохи для плейстоцен-голоценового развития Охотского

моря. Биопродуктивность планктонных фораминифер, как правило, в теплые эпохи была выше, чем в холодные. Увеличение содержания *G. bulloides* и *N. pachyderma* sin, а так же присутствие в осадке относительно тепловодных видов фиксируют данные изменения, при этом, хотя продукция фораминифер в голоцене была выше, чем в ледниковье, она не достигала того уровня, который существовал в период дегляциации.

Быстрые изменения условий среды и климата Охотского моря с разрешением 0,5-1 тысячи лет за последние 100 тыс. лет были изучены ранее на примере осадков колонки 936 из центральной части моря посредством комплексных изотопно-геохимических, палеонтологических и литологических методов [2]. В результате этой работы была построена эталонная комплексная кривая климатической ритмики. Полученный нами материал и был сопоставлен с этой эталонной кривой. Такая корреляция была очень важна для установления точного возрастного положения выделенных фораминиферных комплексов.

На основании анализа планктонных фораминифер продемонстрирована возможность их применения для стратиграфических и палеоклиматических построений в Охотском море для плейстоцена-голоцена. Тщательное изучение структуры комплексов микрофауны на определенных рубежах в сопоставлении с другими палеонтологическими данными является надежной основой для палеоэкологических реконструкций.

Работа проведена при поддержке грантов ДВО РАН: 09-II-CO-08-001 и 09-II-УО-08-003.

Литература

1. Беляева Н.В., Бурмистрова И.И. Планктонные фораминиферы в современных осадках Охотского моря // Океанология, 2003. Т. 43. № 2. С. 219-227.
2. Gorbarenko S.A., Southon J.R., Keigwin L.D., Cherepanova M.V., Gvozdeva I.G. Late Pleistocene-Holocene oceanographic variability in the Okhotsk Sea: geochemical, lithological and peletontological evidence // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2004. V. 209. P. 281-301.

РАННЕОЛЕНЕКСКАЯ МИКОЦЕРОВАЯ ФАУНА ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ

О.П. Смышляева, Ю.Д. Захаров, А.М. Попов

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

Слои с микоцеровой фауной (раннеоленинская зона *Meekoceras gracilitatis*) впервые были выделены в Северной Америке [5, 7]. В работе представлен обзор новых данных по внутренней морфологии раковины рода *Meekoceras* и распределению фауны этого рода в различных фациях нижней части оленевского яруса Южного Приморья и проведена корреляция зоны *Meekoceras gracilitatis* Северной Америки с одновозрастными отложе-

ниями Южного Приморья, Гималаев и Южного Китая. Кратко обсуждено стратиграфическое и палеогеографическое значение флемингитид – типичных элементов микроцеровой фауны и приведены сведения по географической дифференциации родов упомянутого семейства Flemingitidae. Новые данные показывают, что, по-видимому, только представители одного рода флемингитид (*Euflemingites*) были распространены как в пределах тропико-субтропической зоны, так и в умеренно-теплой климатической зоне Бореальной области в конце раннего оленека. Однако, другие таксоны флемингитид *Flemingites*, *Subflemingites*, *Rohillites*, *Subvishnuites*, *Anaflemingites*, *Pseudoflemingites*, *Galfetites*, *Guangxiceras*, *Ussuriflemingites* и *Balhaeceras* были распределены только в пределах тропико-субтропической климатической зоны (Тетический пояс).

Целью данной работы является глобальная корреляция зоны *Meekoceras gracilitatis* оленекаского яруса.

Тетический пояс										Бореальная обл.	
STAGE	Сев. Америка [7]	Гималаи (Спити) [6]		Южный Китай [4]		Южное Приморье [1, 3]			Сибирь [2, 3]		
OLENEKIAN (оленека- ский ярус)	Meokoceras gracilitatis (слои с микроцеровой фауной)	Wasatchites-Anasibirites		N. milleri	Anasibirites multiformis	Anasibirites nevolini		N. milleri	Anawasatchites tardus	N. milleri	
		Owenites Euflemingites-F.		N. spitiensis	Owenites koeneni	N. waageni	Hedenstr. (Pseudoh.) bosphoren.	Eufleming. prinadai	N. ex gr. waageni	Hedenstroemia Beds	Lepiskites kolymensis
		Rohillites rohilla	B. mandh. B. griesb. R. n. sp. 1	N. waageni s. str.	Flemingites rursiradiatus						
		Meokoceras vercherei	N. waageni B. nepalen.	Kash. kapila				Heden. (H.) hedenstr.	N. nepalen.		
		Clypites beds	N. dieneri								
INDIAN (индус- ский ярус)		Gyronites frequense	N. cristagalli	N. kummeli	Gyronites subdiharmus	N. carinata	Vavilovites				

Рис. 1. Глобальная корреляция отложений нижнего триаса.

Полученная новая информация по систематическому составу раннеоленекаских аммоноидей Южного Приморья и их стратиграфическому распространению важна для уточнения границы между индским и оленекаским ярусами в разрезе Мад (Mud) в Гималаях, предложенном в качестве основного глобального стратотипа этой границы. Слои с *Euflemingites prynadai* зоны *Hedenstroemia bosphorensis* Южного Приморья, как предполагается, соответствуют нижней части зоны *Meekoceras gracilitatis* на западе Северной Америки [7], а также зонам *Rohillites rohilla*, *Flemingites-Euflemingites* и *Owenites* в Гималаях [6], *Flemingites rursiradiatus* и *Owenites koeneni* провинции Гуанси [4] (рис. 1). Раннеоленекаские слои с *Gyronites separatus* Южного Приморья, по-видимому, соответствуют слоям с «*Meekoceras*» *vercherei* в Гималаях [6], подстилающим зону *Rohillites rohilla*. Упомянутые слои характеризуются видом аммоноидей «*Meekoceras*» *vercherei*, относимым нами к роду *Ambitoides*. Последний характерен главным образом для базальных слоев оленекаского яруса в Южном Приморье. Однако требуются дополнительные данные для определения более точного положения границы между ярусами нижнего триаса в Гималаях. Слои с *Gyronites separatus* в Южном Приморье

и их эквиваленты соответствуют отложениям, подстилающим зону *Meekoceras gracilitatis* Северной Америки. Верхней части зоны *Meekoceras gracilitatis* в Приморье соответствует, видимо, зона *Anasibirites nevolini*, по крайней мере ее нижняя часть, где встречены такие типичные представители микочеровой фауны, как *Meekoceras* и *Arctoceras*.

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН (проект № 10-III-B-08-205).

Литература

1. Бурый Г.И. Нижнетриасовые конодонты Южного Приморья. М.: Наука, 1979. 143 с.
2. Дагис А.С., Ермакова С.П. Раннеоленинские аммоноидеи Сибири // Труды ИГТ СО АН СССР, 1990. Вып. 737. С. 1-113.
3. Захаров Ю.Д. Раннетриасовые аммоноидеи Востока СССР. М.: Наука, 1978. 224 с.
4. Brayard A., Bucher H. Smithian (Early Triassic) ammonoid faunas from northwestern Guangxi (South China): taxonomy and biochronology // Fossil and Strata, 2008. 55. P. 1-179.
5. Hyatt A., Smith J.P. The Triassic Cephalopod Genera of America // U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 1905. 40. P. 1-394.
6. Krystyn L., Bhargava O.N., Richoz S. A candidate GSSP for the base of the Olenekian Stage: Mud at Pin Valley; district Lahul and Spiti, Himachal Pradesh (Western Himalaya), India // Albertiana, 2007. 35. P. 5-29.
7. Kummel B., Steele G. Ammonites from the Meekoceras gracilitatus Zone at Cretenden Spring, Elko County, Nevada // J. Paleont., 1962. 36. P. 638-703.

СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ОХОТСКОГО МОРЯ ПО ПРОФИЛЮ ОМ-1 (ОХОТСКОЕ МОРЕ)

Е.Н. Суховеев

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН,
г. Владивосток, e-mail: sukhoveev@poi.dvo.ru*

В 2008 и 2009 гг., на НИС «Академик М.А. Лаврентьев», ТОИ ДВО РАН (г. Владивосток) совместно с Севморгео (г. Санкт-Петербург), был отработан профиль ОМ-1 длиной 1490 км. Во время экспедиции были проведены: глубинное сейсмическое зондирование, непрерывное сейсмическое профилирование, эхолотный промер, отбор донных осадков и их газогеохимическое опробование. В данной работе кратко рассмотрены результаты исследований метода одноканального сейсмопрофилирования.

Профиль пересекает Охотское море с северо-запада на юго-восток (рис. 1), разделен на две части. Азимут северного фрагмента – 100°. Начинаясь на западе от берегов азиатского континента (севернее Шантарских островов), пересекает северный шельф о. Сахалин, северную часть котловины Дерюгина, оканчивается на западном участке трога Кашеварова. В

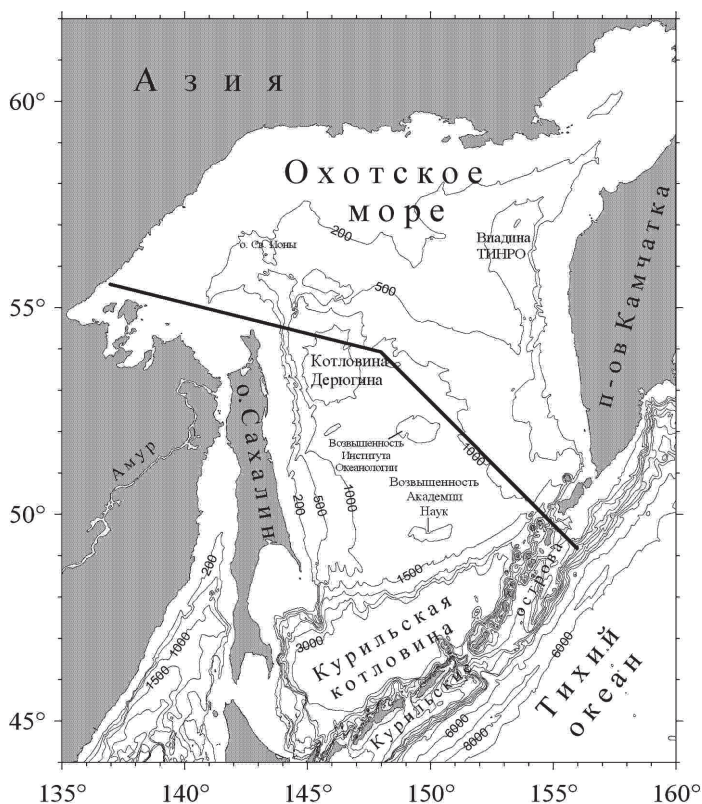


Рис. 1. Местоположение профиля ОМ-1.

точке с координатами 54° с.ш. 148° в.д. профиль меняет свое направление. Азимут южного фрагмента – 132° , он затрагивает северо-восточную часть возвышенности Института Океанологии, пересекает Голыгинский прогиб, Четвертый Курильский пролив, заканчивается на островном склоне Курило-Камчатского желоба.

Северный фрагмент. По данным непрерывного сейсмического профилирования, в западной и центральной частях фрагмента, верхняя часть разреза хорошо стратифицирована, отражения интенсивные, слой выдержан по мощности. Ниже по разрезу толща приобретает хаотичный, прозрачный облик. Выделить акустический фундамент не представляется возможным, по причине раннего появления многократно отраженной волны, что объясняется малой глубиной моря. Севернее Шантарских островов, на небольшом фрагменте профиля, осадконакопление контролируется придонными течениями. К северу от Татарского пролива стратифицированный слой прерывается. Здесь в рельефе дна выделяется желоб с глубиной вреза около 50 м.

Данный желоб имеет тектоническое происхождение, т.к. подстилается, по-видимому, разломом. В настоящее время происходит заполнение желоба осадочным материалом. Так же здесь имеются свидетельства об активности придонных течений.

Угол наклона шельфа о. Сахалин, достигает 3-4° у верхней бровки, постепенно уменьшаясь вниз по склону в направлении котловины Дерюгина. Отражения имеют преимущественно хаотичный облик, постепенно приобретая слоистую структуру в направлении подножья островного склона. Вероятно, осадконакопление в верхней части склона, затруднено в связи с большим углом наклона. Осадочный материал, более интенсивно оседает на глубинах превышающих 1000 м, где угол наклона дна не превышает 1°.

Западная часть котловины Дерюгина имеет слабонаклонный рельеф поверхности дна. Широко распространены холмистые формы, вероятно, оползневоего происхождения. Акустический фундамент не выделен, что связано с большой мощностью верхнего осадочного слоя. Интенсивность полезного сигнала – низкая, что может быть объяснено большой концентрацией углеводородных газов в придонном слое. Именно здесь, по данным газеохимической съемки [1], было выделено повышенное содержание природного газа.

Восточный участок котловины характеризуется сильно расчлененным рельефом дна, что обусловлено наличием наклонных блоков фундамента. Высота поднятий над уровнем дна достигает 150-200 м. Сбросовые уступы, ограничивающие блоки, ориентированы в различных направлениях. Возле наклонных блоков имеются осадочные толщи с расходящимся рисунком отражений, что свидетельствует о прогибании ложа осадконакопления в период формирования данных слоев. У оснований поднятий дна, распространены промоины, часто встречаются намывные формы рельефа, что является свидетельством активности придонных течений.

Южный фрагмент профиля, по характеру рельефа дна и типу стратификации осадочного материала, может быть подразделен на три части. Осадочный чехол, в западной части, хорошо стратифицирован, повсеместно смят в складки, что может служить индикатором процессов сжатия существовавших в недавнем времени. В рельефе дна преобладают волнистые формы. На юге ограничивается наклонным блоком, сбросовый уступ которого обращен к северу. Вершина блока плоская, абразионная, расположена на глубине примерно 1200 м, перекрыта осадочным чехлом, мощностью около 150 м. Однако в рельефе дна блок отчетливо выделяется.

Центральная часть характеризуется спокойным рельефом дна. Здесь выделяются две слабовыраженные возвышенности, в осадочном чехле которых, отчетливо видны конусообразные постройки, по-видимому, вулканического происхождения.

Восточная часть фрагмента включает в себя прогиб Голыгина и шельф Курильских островов. Островной склон Голыгинского прогиба имеет сильно расчлененный рельеф, осложнен множеством поднятий как вулканического,

так и тектонического происхождения. Островной шельф сложен акустически жесткими отложениями, что значительно уменьшает проникающую способность сейсморазведки.

Литература

1. Шакиров Р.Б. Особенности распределения углеводородных газов в осадках Охотского и Восточно-Сибирского морей // Океанологические исследования: 4-я конф. молодых ученых. Тез. докл. ТОИ ДВО РАН, 2008. С. 47.

ИХТИОФАУНА ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ ПРОЛИВА БОСФОР ВОСТОЧНЫЙ ПЕРИОД РАННЕГО ЖЕЛЕЗНОГО ВЕКА (ПО МАТЕРИАЛАМ РАСКОПОК ПАМЯТНИКОВ НАЗИМОВА-1 И ПОСПЕЛОВА-1)

Ю.В. Федорен

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН,
г. Владивосток, e-mail: zavertanova@poi.dvo.ru*

В последнее время, в связи с реализацией больших проектов строительства на побережье о. Русский и пролива Босфор Восточный, было открыто несколько археологических памятников с раковинными кучами раннего железного века, которые оказались под угрозой уничтожения. Поэтому с июля по ноябрь 2008 г. Научным музеем ДВГУ было организовано несколько спасательных экспедиций под руководством директора музея к.и.н. А.Н. Попова и при участии профессора ДВГУ д.и.н. Д.Л. Бродянского, а также других специалистов, аспирантов и студентов.

Известно, что костные остатки рыб, найденные в древних поселениях человека, представляют интерес для ихтиологов, позволяя судить о составе промысловой ихтиофауны, и до некоторой степени, обо всей ихтиофауне района в прошлом.

Целью настоящей работы явилось определение видового состава промысловой ихтиофауны и характера рыбного промысла жителей поселений.

Анализ полученных результатов показал, что обитатели поселения добывали как минимум 15 видов рыб.

Основу уловов составили 4 вида рыб: полосатая собака рыба (*Takifugu xenthopterus*) доля которых составила 30,8% всех костных остатков, тихоокеанская сельдь (*Clupea pallasii*) – 30,5%, сем. Pleuronectidae – 11,7%, тихоокеанская треска (*Gadus macrocephalus*) – 9,0%, и другие виды составили от 5,5 до 0,3%. В основном определение произведено только по позвонкам. В сумме костных остатков этих пяти видов составили 81,9% всех костных остатков рыб. Второстепенную роль в промысле играли (*Tribolodon brandtii*) мелкочешуйная красноперка – 3,8%, (*Scomber japonicus*) японская скумбрия – 2,5%, (*Thunnus orientalis*) синеперый тунец – 5,5%. В сумме на долю этих рыб приходилось 15,6%. Остальных рыб, таких как акулы, пе-

ленгас, морской окунь, навага и др. (суммарная доля которых в уловах составила всего 2,5%), можно рассмотреть как прилов.

По степени оседлости среди них можно выделить рыб-мигрантов (тигровая акула, тихоокеанская сельдь, японская скумбрия, синий тунец) – 39,0%, проходных рыб (дальневосточные лососи, мелкочешуйная краснопёрка, пеленгас) – 4,9% и рыб-резидентов (дальневосточная навага, морские окуни, камбалы и др.) – 56,1%.

Заниматься промыслом рыбы обитатели поселений могли практически в течение всего года, однако пик промысла приходился на весенне-летне-осенний период, когда рыба в массе подходила к берегам. Нельзя исключать и возможность зимнего подледного промысла, в частности пеленгаса на ямах и нерестовой наваги и трески.

Среди идентифицированных видов рыб в раковинных кучах наиболее часто встречались треска, минтай, окуни, керчаки. В отличие от современных видов рыб, в некоторых раковинных кучах Уссурийского залива (Амбабоза, Виноградного-1, Южный, Басаргин, Назимова, Поспелова) обычными были кости и челюсти теплолюбивых видов – собаки-рыбы, тунца, скумбрии. В раковинной куче поселения Поспелово найдены также шипы ската, возможно, красного хвосткола. Крупные позвонки синеперого тунца принадлежали рыбам длиной до 2,5-3 метров. Все эти находки также свидетельствуют о более теплом гидрологическом режиме в рассматриваемый период времени.

ОТОЛИТЫ КАМБАЛ (СЕМ. PLEURONECTIDAE) ИЗ РАКОВИННЫХ КУЧ ПЕРИОД РАННЕГО ЖЕЛЕЗНОГО ВЕКА

Ю.В. Федорец, Л.Е. Васильева

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН,
г. Владивосток, e-mail: zavertanova@poi.dvo.ru*

Известно, что костные остатки рыб, найденные в древних поселениях человека, представляют существенный интерес для ихтиологов, позволяя судить о составе промысловой ихтиофауны и до некоторой степени о составе всей ихтиофауны района в прошлом.

Отолиты – это маленькие, размером в несколько миллиметров частицы, расположенные в органах равновесия рыб. Они состоят из минеральных солей и органических веществ. Пока рыба жива, отолит растёт. На его поперечном отшлифованном срезе при небольшом увеличении хорошо видны годовые кольца.

Всего было просмотрено 97 отолитов рыб, из которых 75 были идентифицированы, а 22 представляли собой обломки, которые идентифицировать оказалось невозможно (табл. 1).

Видовую принадлежность отолитов определяла по эталонной коллекции.

Для анализа популяционной структуры отолиты рыб все целые отолиты

Таблица 1

Список найденных отолитов рыб

Семейства, вид рыб	Общее количество отолитов рыб	
	Отолиты	Процентное соотношение, %
Pleuronectidae		
<i>Limanda aspera</i>	58	59,7
<i>Limanda</i> sp.	5	5,1
<i>Glyptocephalus stelleri</i>	30	31,1
<i>Pleuronectes stellatus</i>	4	4,1
Всего	97	100

(40 экз.) были измерены и взвешены, а после их шлифовки, по кольцам роста определяли возраст и сезон вылова каждого отолита.

Pleuronectidae – камбалообразные.***Limanda aspera* – желтоперая камбала.**

Из семейства камбаловых вид желтоперой камбалы был самый многочисленный. Было встречено 58 шт. отолитов.

Отолит мелкий, неправильно округлой формы, внутренняя поверхность его в отраженном свете иризирует, в краевой зоне слабо просвечивают годовые кольца роста. Задний конец отолита несколько шире переднего, их края широко округлые. Один боковой край почти прямой, другой – округлый и несет ясно заметную некрепкую волнистость. Средняя часть отолита слегка утолщена, а к боковым краям и обоим концам поверхность покатая.

Центральная борозда такого же строения, как и на отолитах палтусовидной камбалы, но на отолите со сплошной бороздкой один конец ее у этого вида незамкнут или замкнутость очень слабая и неясная.

Наружная поверхность отолита гладкая и имеет редкую и крупную радиальную волнистость (рис. 1).

Рыбы встречались от 3 до 6 лет. Доминировали 3-х и 4-х летки. Длина отолитов была от 5,0 до 7,0 мм, а высота от 4,0 до 4,4 мм. Можно предположить рыб были длиной около 26 см. Судя по годовым кольцам в основном ее ловили весеннее-летний период. Несколько отолитов было встречено, которые выловлены были в зимние время.

Древняя и современная камбала не отличается размерными возрастными показателями.

Донная рыба. Современная камбала в зал. Петра Великого достигает длины 46 см. в уловах преобладает 22-32 см. живет 13-14 лет. Обитатель шельфа и самых верхних участков материкового склона.

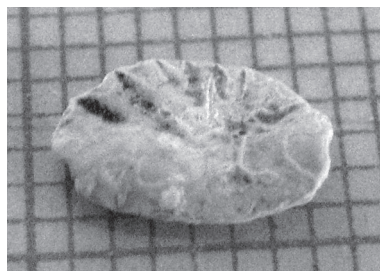


Рис. 1. Отолиты желтоперой камбалы.

Эвритермный вид, переносит значительные колебания температуры.

***Glyptocephalus stelleri* – Дальневосточная длинная камбала.**

Отолит мелкий, неправильно круглой формы. Края отолита слабо волнистые. Передний конец широко округлый; задний – также широкий, но край его скошен и остроугольная вершина смещена к боковому краю. Этот край почти прямой, а противоположный – округлый. Наружная поверхность гладкая и несет редкую и крупную радиальную волнистость (рис. 2).

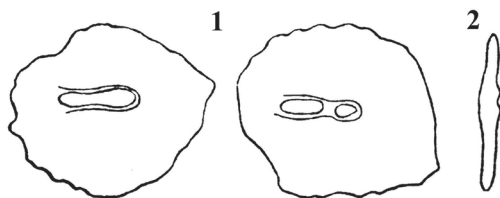


Рис. 2. Контуры отолита Дальневосточная длинная камбала: 1 – с поверхности, 2 – на поперечном срезе.

Встретилось 30 штук отолитов этого вида.

Рыбы встречались от 3 до 5 лет. Доминировали 3-х летки. Длина отолитов была от 5,8 до 6,0 мм, а высота от 5,0 до 5,1 мм. Можно предположить рыбы были длиной около 37 см. Судя по годовым кольцам, в основном ее ловили в весенне-летний период. Древняя и современная камбала не отличается размерными возрастными показателями.

Важный промысловый вид. Морской вид, широко распространенный в Японском море вдоль обоих берегов. В водах Приморья, особенно в зал. Петра Великого, встречается часто как на прибрежном мелководье, так и на материковом склоне, обычно глубже других камбал.

***Platichthys stellatus* – звездчатая камбала.**

Всего 4 отолитов было этого вида. Три из них было целых, а один обломанный. Наблюдались рыбы возраста 2-х лет.

Длина отолитов была 5,0 мм, а высота 4,0 мм. Можно предположить рыбы были длиной около 35 см. Судя по годовым кольцам, в основном ее ловили в зимний период. Существенной разницы древней и современной камбалы нет в размерном и возрастном показателях.

Донная рыба крупных размеров. Имеет хорошие пищевые качества. Морской солоноватоводный вид умеренных и арктических широт, широко распространенный в северной части Тихого океана. У берегов Приморья встречается повсеместно, но, как правило, в незначительных количествах.

**МОЛЛЮСКИ БУХТЫ ЭКСПЕДИЦИИ
(ЗАЛ. ПОСЬЕТА, ЯПОНСКОЕ МОРЕ)
В ПЕРИОД БОХАЯ (ПО МАТЕРИАЛАМ
АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ РАСКОПОК КРАСКИНСКОГО ГОРОДИЩА)**

О.А. Шарова, В.А. Раков

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН,
г. Владивосток, Olesya-Sharova@mail.ru*

Многолетние раскопки на Краскинском городище показали, что обнаруживается тенденция приуроченности раковин моллюсков и их фрагментов к жилищам, где относительно бóльшая их численность и количество видов. Раковины моллюсков ранее встречались относительно редко и только недавно, в связи с раскопками жилищных комплексов, они стали попадать чаще и на них начали обращать более пристальное внимание [1].

Пробы были изъяты вместе с грунтом с целью сохранения целостности створок моллюсков. Затем промыты водой на ситах вскоре после изъятия. Часть непромытых проб позднее были разделены на более мелкие части для получения фрагментов створок моллюсков, и отделения их от грунта, мелких фрагментов костей животных и керамики. Для каждого относительно целого образца или фрагмента раковины определяли видовую принадлежность, измеряли основные размерные характеристики (длину, высоту и ширину раковин), возраст моллюска, а у сохранивших край раковин – сезон вылова. Однако целых раковин или створок было немного, что связано с тем, что их часто разбивали с целью извлечения мяса или предварительно варили в горячей воде или обрабатывали паром. После этого раковины легко растрескивались, расслаивались и распадались на более мелкие фрагменты.

В 2001 году, при раскопках впервые обнаруженной раковинной кучи были идентифицированы 10 промысловых видов моллюсков [2]. Были обнаружены створки песчаной ракушки мии (*Mya arenaria*), тихоокеанского петушка (*Ruditapes philippinarum*), мактр китайской и венеровидной (*Macra chinensis*, *Macra veneriformis*), дозинии японской (*Dosinia japonica*), модиолуса (*Modiolus sp.*), устрицы тихоокеанской (*Crassostrea gigas*), гребешка приморского (*Mizuhopecten yessoensis*), спизулы сахалинской (*Spisula sachalinensis*), мидии Грея (*Crenomytilus grayanus*). Позднее 2008-2009 гг. собраны раковины новых, ранее не встречавшихся в раковинных кучах, видов промысловых двустворчатых, а также двух видов брюхоногих моллюсков, которые использовались в пищу бохайцами.

В 2007 г. на городище впервые обнаружены фрагменты раковин промыслового брюхоногого моллюска – нептунеи луковичной (*Neptunea bulbacea*), обнаруженный в пласте 13 раскопа 34. Фрагмент имел длину 32 мм и принадлежал относительно молодой особи, с высотой раковины около 70-80 мм. В 2008 году из раскопа ХLI был извлечен фрагмент нептунеи, принадлежавший моллюску примерно такого же возраста и размеров. Для извлечения

из нептуней мяса, раковины были разбиты.

Раскопки на Краскинском городище показали, что самым массовым добывавшимся моллюском была мидия Грея, представленная отборными, исключительно крупными особями, достигавшими в длину 20 см и массу в пределах 250–400 г. Также были встречены тонкие створки мидий, чистые от обрастаний и с частыми поражениями макушек сверлящей губкой рода *Cliona*. Во многих пробах присутствовали фрагменты домиков усонного рака *Balanus rostratus*, который часто поселяется на створках приморского гребешка и мидии.

Из образцов раковин, собранных при раскопках в 2009 г., самым массовым видом была спизула сахалинская *Spisula sachalinensis* – крупный закапывающийся в песок двустворчатый моллюск. Его раковины и фрагменты найдены практически во всех образцах, пластах и квадратах раскопов. Из них относительно целые створки были представлены от 92 особей, что позволяет представить статистически достоверные сведения о размерных и возрастных характеристиках добывавшихся моллюсков. В собранном материале, добытые спизулы имеют длину раковины от 41,2 до 96,1 мм и возраст от 4 до 11–14 лет. Наиболее часто представлены моллюски, имеющие длину в пределах 70–90 мм и возраст 7–12 лет. Некоторые створки спизулы были повреждены сквозным отверстием в районе макушки, возможно это следы от сверления хищного брюхоногого моллюска *Cryptonatica janthostoma*.

Также были обнаружены целые створки глицимериса *Glycymeris yessoensis* и раковины и фрагменты брюхоногого моллюска рапаны *Rapana venosa*.

Фрагменты промыслового моллюска устрицы тихоокеанской были немногочисленны, что, возможно, свидетельствует об обработке добычи в районах вылова.

Все представители малакофауны, собранные на Краскинском городище, в настоящее время обитают в ближайших бухтах залива Посъета. Судя по видовому разнообразию и экологии видов, моллюсков добывали в разных районах и биотопах – устриц и рапан на устричниках в бухте Экспедиции, венерид, мио и мактрид – на песчаных мелководьях б. Экспедиции, мидий и нептуней – на скалистых участках вблизи мысов у входа в б. Экспедиции, а некоторых – приморского гребешка, спизулу, могли также собирать в штормовых выбросах на косе Назимова или на песчаных участках берега у входа в закрытые бухты.

Литература

1. Гельман Е.И., Болдин В.И., Ивлиев А.Л. Раскопки колодца Краскинского городища // История и археология Дальнего востока. К 70-летию Э.В. Шавкунова. Владивосток, 2000. С. 153–165.
2. Лещенко Н.В., Раков В.А., Болдин В.И. Морское собирательство и рыболовство (по материалам археологических исследований Краскинского городища // Россия и АТР, 2002. № 1. С. 45–49.

БИОСТРАТИГРАФИЯ ОЗЕРА АЛЕКСЕЕВСКОЕ ГОРЫ ОЛЬХОВОЙ (ЮЖНОЕ ПРИМОРЬЕ)

Е.А. Элбакидзе

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
г. Владивосток, e-mail: Ekato21@mail.ru*

Образцы донных илистых осадков на диатомовый анализ были взяты в оз. Алексеевском, расположенном на горе Ольховой (1640 м над уровнем моря) в средней части Сихотэ-Алиня. Озеро Алексеевское характеризуется резкими колебаниями уровня воды. Максимальная глубина при наивысшем уровне составляет 4,5 м. Колонка мощностью 35 см отобрана в северной наиболее мелководной части озера, где были вскрыты серые гумусированные алевроиты с мелким щебнем коренных пород без видимой слоистости. Всего изучали 15 образцов, отобранных через 2,5 см. В целом в осадках обнаружена богатая флора, включающая 94 таксона. Сохранность створок диатомей хорошая, что позволило четко определить видовые и внутривидовые таксоны и дать им количественные оценки. Кроме этого все обнаруженные таксоны были сгруппированы по своей экологической валентности в основные экологические группы: соленость, биотоп, pH, концентрация ионов Ca^{++} и HCO_3^- (трофность), концентрация растворенного кислорода (гуммозность), биогеографическая принадлежность. Комбинации этих признаков [1, 2], изменяющиеся по толще озерных осадков, позволяют выделить три экологических комплекса диатомей, чередование которых в осадках, обусловленное палео-климатическими изменениями и связанными с ними фациальными обстановкам, дает основание восстановить историю развития озерного водоема:

I экологический комплекс – планктонные галофильные и индифферентные диатомей, характерные для водоемов олигогуммозного и эвтрофного типов с повышенным содержанием ионов Ca^{++} ;

II экологический комплекс – псевдопланктонные галофильные и индифферентные эпифиты, характерные для олиго- и мезогуммозных водоемов;

III-A экологический комплекс – бентические диатомей, индифферентные по галобности, обитающие в мезо- и олигогуммозных водоемах эвтрофного типа;

III-B экологический комплекс – бентические диатомей, галофобы и кальцефобыацидофильного облика, характерные для полигуммозных олиготрофных водоемов.

Используя эти экологические комплексы можно выделить следующие этапы геологического и палеогеографического развития водоема:

I (образцы 13-15) – эвтрофный олигогуммозный неглубокий водоем с выраженной пелагиалью и $\text{pH} > 7$. Датируется по спорово-пыльцевому анализу и флоре диатомей атлантиком;

II (образцы 11-12) – обмеление и заторфовывание озера, $\text{pH} < 7$. Похоло-

дание климата на границе атлантика – суббореал. Появление первых признаков дистрофного водоема. Угнетение флоры диатомей и сокращение сроков вегетации обусловлено длительным ледовым режимом;

III (образцы 7-10) – новое обводнение и образование пелагиали при потеплении климата в суббореальное время, $pH > 7$. Водоем богат питательными веществами (эвтрофный тип);

IV (образцы 4-6) – новая волна похолодания и обмеление озера. Водоем приобретает полигуозный характер, $pH \sim 7$. Выражены признаки обеднения водоема питательными веществами;

V (образцы 1-3) – относительное потепление субатлантического времени. Пелагиаль слабо выражена. Водоем эвтрофный, $pH > 7$.

Климатически оптимальным фазам соответствует неглубокое озеро с хорошо выраженной, пелагалью и богатое питательными веществами. Похолодания климата вызывают развитие на этом уровне снежников и наледей, длительное замерзание (а иногда и промерзание) водоема, резко сокращающего вегетационный сезон.

Работа проведена при поддержке грантов ДВО РАН: 09-II-CO-08-001 и 09-II-УО-08-003.

Литература

1. Пушкаръ В.С., Короткий А.М., Сёмкин Б.И. Кластерный анализ флористических и фитоценологических описаний ископаемых диатомовых сообществ голоцена Сихотэ-Алиня // Тихоокеанский институт географии ДВНЦ, 1983. С. 1532-1542.
2. Цициашвили Г.Ш., Мездрич Б.М., Пушкаръ В.С. Математическое моделирование слоистых геологических образований // Геол. и геофиз., 1977. № 5. С. 89-99.

Секция 3

**Металогения, минералогия и генезис
месторождений полезных ископаемых Дальнего Востока России**
Руководитель: д.г.-м.н. В.Г. Хомич (ДВГИ ДВО РАН)

ПРЕДПОСЫЛКИ ВЫЯВЛЕНИЯ ПОЛОГОЗАЛЕГАЮЩИХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ПО ПЕТРОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ В ЮГО-ВОСТОЧНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ

А.Е. Былкова¹, В.Г. Хомич²

¹ФГУГП «Читагеологоразведка», г. Чита, e-mail: abylkova@yandex.ru

²Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
г. Владивосток, e-mail: khomich79@mail.ru

Сходство петрофизических характеристик пород, различающихся по минеральному, химическому составу, структурным и текстурным особенностям, обуславливает многообразие связей физических полей и геологических образований. Тем самым полнота геологических и петрофизических данных относительно сложно построенных площадей и разрезов, влияет на уровень достоверности решения обратных задач геофизики и представляет значительный научный и практический интерес.

Сложность выявления критериев индивидуализации геологических образований привела к усилению негативных тенденций в оценке результатов петрофизических исследований и нарастанию виртуальных подходов к интерпретации карт физических полей (получаемых на компьютерах), увеличению технологических ошибок, связанных с «рисовкой» аномалий в межпрофильном пространстве, в т.ч. их изрезанности и т.п. Устранение отмеченных негативных тенденций возможно за счет «индивидуализации» каждой аномалии и продуманного синтеза геолого-геофизических материалов. В современных условиях анализ петрофизических показателей должен быть нацелен на выявление характеристик, отвечающих геологическим телам (в т.ч. пологопадающим разломным зонам), выделяемых при объемных геолого-геофизических построениях. Сущность такого анализа заключается в выявлении корреляционных связей различных свойств геологических образований (и их контактов) с частными и комплексными петрофизическими характеристиками, последующем использовании этих связей в соответствующих моделях, основанных на системном использовании физических характеристик осадочных, магматических, метаморфических, скарновых, гидротермально-метасоматических, шарьяжно-надвиговых и иных тел.

Важность учета петрофизических критериев при анализе геолого-геофизической информации существенно возрастает при создании моделей рудных полей и месторождений.

Пологое залегание рудоносных залежей различных полезных ископаемых обычно устанавливается при оценке (разведке) месторождений. В основном это достигается бурением и горными работами. Вместе с тем известны примеры определения пологозалегающих тел и другими методами. Например, геофизическими методами определена физико-геологическая (геоэлектрическая) характеристика пологих залежей на колчеданных месторождениях Урала. В публикациях по урановым проявлениям Западного Саяна и некоторым урановым и полиметаллическим объектам Казахстана и Средней Азии приводятся физико-геологические и петрофизические модели месторождений.

Имеющиеся материалы по геологии различных районов Забайкалья также свидетельствуют о существовании пологозалегающих рудоносных тел [1]. Так в Нер-Заводском рудном районе, еще в 50-х годах прошлого столетия, была доказана приуроченность Поперечно-Зерентуевского полиметаллического (с золотом) месторождения к палеозойским метаморфитам, надвинутым на позднемезозойские эффузивы.

Согласно представленной в последние годы модели (Козлова и др., 2000; Балаба и др., 2006), рудные скопления фиксируются как локальные полярирующие объекты, зажатые между высокоомными неполяризующимися известняками (с прослоями пониженного электрического сопротивления и высокой «площадной» поляризуемостью, отвечающей углеродистым сланцам), надвинутыми на отложения пониженного и низкого сопротивления с невысокой поляризуемостью и низкой (или средней) намагниченностью. В северной части упомянутого района пространственно разобщенные месторождения урана и флюорита приурочены к пологопадающим тектоническим клиньям гранитоидов и метаморфических пород (Никифоров и др., 1972). Эта тектоническая неоднородность фиксируется в геоэлектрическом разрезе. Ее элементы рассматриваются как части Мотогорского надвига, в котором породы повышенной плотности и сопротивления с низкой намагниченностью залегают на низкоомных (с низким сопротивлением) породах.

Приведенные примеры свидетельствуют о важности создания типовых физико-геологических и петрофизических моделей рудоносных участков, приуроченных к пологопадающим структурам региона. Таким как Аи-скарновое проявление Фабришка, Савкинское месторождение Ац, Вилотовское и прилегающие к его флангам золоторудные проявления Услон (рис. 1), участок Прямой в контрастных средах, проявление золота Софья в неконтрастной среде – расслоенных гранитах и другие, что позволит лучше понять закономерности их размещения, приведет к повышению эффективности геолого-разведочных работ.

Литература

1. Былкова А.Е., Филипченко Ю.А. Петрофизические предпосылки пологих структур // Геология и минерализация Забайкалья: сборник докладов и статей к научно-производственной конференции, посвященной ФГУПП «Читагеолсъемка». Чита, 2010. С. 105-109.

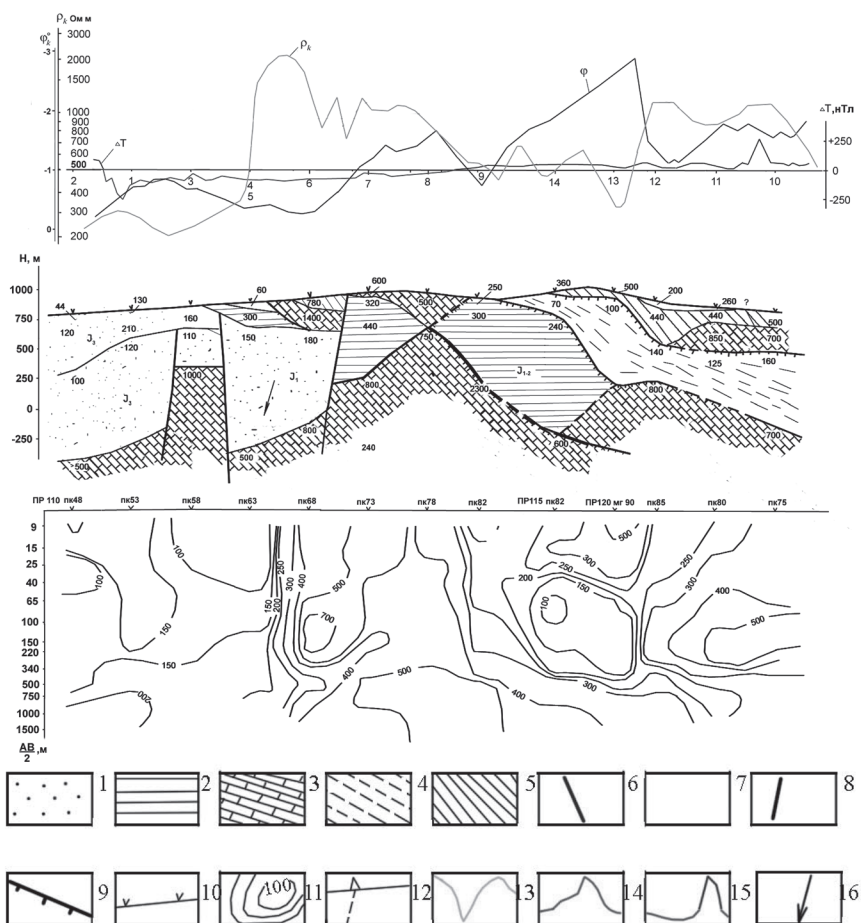


Рис. 1. Разрезы рудопоявления Вилотово-Услон через профили 110-115-120: А – графики магнитного поля (ΔT), электрических сопротивлений (ρ_k) и поляризуемости (ϕ) по данным СЭП-ВП с установкой АВ = 300 м; Б – вертикальный разрез изомом по данным ВЭЗ; В – геологический разрез (модель). 1 – точки вертикальных электрических зондирований (ВЭЗ); 2 – проекции скважин, подтверждающих физико-геологическую ситуацию на разрезе; 3 – современные рыхлые отложения; 4 – дайка основного состава; 5-6 – разрывные нарушения: надвиги (5) и сбросы (6); 7-11 – стратифицированные отложения: 7-8 – юрские: осадочно-эффузивные (7) и терригенные (8), характеризующиеся градиентно-ступенчатым нарастанием электрического сопротивления с глубиной (цифры на разрезе ρ_k – 100-120, 120-210, 240-440 Ом·м); 9-10 – разнородные песчанники, глинистые и слюдяные сланцы, алтачинской свиты: без (9) и с углеродсодержащими образованиями (10). Электрическое сопротивление 440-800 Ом·м (9), уменьшающееся до 60-140 Ом·м (10) при увеличении поляризуемости до 9% (углы сдвига фаз до 3 градусов); 11 – карбонатные породы (известняки, доломиты) с прослоями песчаников, алевролитов, слюдяных и глинистых сланцев быстринской свиты, электросопротивление 500-2400 Ом·м; 12 – предполагаемое «задавливание» осадков.

К ПРОГНОЗНОЙ ОЦЕНКЕ НИЖНЕ-ТАЕЖНОГО РУДНОГО УЗЛА ПО ЭНДОГЕННЫМ ГЕОХИМИЧЕСКИМ ОРЕОЛАМ

В.В. Ивин

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

Нижне-Таетский рудный узел (НТРУ), площадью около 500 км², расположен в прибрежной зоне Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса. Первые сведения о признаках рудоносности территории были получены при геологических съемках м-ба 1:200 000 в 30-е годы прошлого века (П.С. Бернштейн, Л.И. Красный). Плановые геологические, геофизические, геохимические исследования района начались в 60-х годах XX века. В конце 70-х годов А.Н. Родионов составил прогнозную карту зоны на благородные металлы, послужившую основой развертывания в районе поисковых работ, специализированных на Au и Ag. Эти работы существенно изменили представления о металлогеническом потенциале района, подтвердили его высокую перспективность и привели к открытию многих проявлений и месторождений серебра в северном Приморье. Нижнетаежный рудный узел характеризуется весьма сложным геологическим строением, наличием крупных разрывных нарушений, разноориентированных сквозных разломов, крупных магматических тел, масштабных потоков рассеяния, шлиховых и геохимических ореолов.

Геологические образования, участвующие в строении узла принадлежат двум структурным этапам: нижнему терригенному, породы которого смяты в крутые складки северо-восточного простираения и верхнему- вулканогенному, из стратифицированных эффузивно-пирокластических накоплений богопольской (маастрих-дат), самаргинской (маастрихт) и приморской (турон-кампан) толщ, участвующих в строении нескольких кальдер проседания (Носыревской, Тальниковой, Шандуйской) и вулканокупольных поднятий (Белембинского, Монкинского, Малиновского и др.). Экструзивно-эффузивно-пирокластическим накоплениям трех перечисленных выше толщ комагматичны субвулканические и интрузивные тела, являющиеся более глубинными частями одноименных (с толщами) вулканоплутонических комплексов (ВПК). Самые молодые субвулканические образования, секущие экструзии дацитов богопольского ВПК на площади узла причисляются к кизинскому (миоцен) комплексу. Это дайки гиперстеновых андезитов, прорывающие тела эксплозивных брекчий богопольского комплекса.

В рудном узле по потокам рассеяния выявлено несколько комплексных геохимических аномалий: Каменистая, Основная, Левобережная, Контрастная и др., на площади которых выделены рудоносные участки (Кумирный, Средний Сухой, Левобережный, Кабаний и т.д.), а в пределах последних – рудные зоны (более 30) преимущественно северо-западной (реже субширотной, субмеридиональной и редко северо-восточной) ориентировки

с редкометальной, полиметаллической (с серебром), олово-полиметально-серебряной, полиметально-серебряной и собственно серебряной минерализацией. В интрузивных массивах выявлена полиметаллическая, бедная висмутовая, молибденовая и оловянная минерализация ассоциирующая с кварц-мусковитовыми грейзенами. При удалении от интрузии фиксируется смена ореолов грейзенизации и ороговикования, ореолами пропилитизации и кварц-серицит-гидрослюдистых метасоматитов. В соответствии с преобладанием той или иной минеральной ассоциации геохимические поля на различных участках НТРУ имеют свою специфику по набору и интенсивности концентраций элементов [1].

Определение генетической природы аномальных концентраций элементов и выявления закономерностей их размещения в пределах рудных узлов, полей и месторождений, предопределяет необходимость применения геохимических методов исследований на всех этапах работ – от предварительной оценки минерализованных площадей до обнаружения отдельных рудных тел, в т.ч. и скрытых на значительной глубине для прогнозной оценки объектов.

При геохимических исследованиях НТРУ использованы результаты поисково-оценочных работ и детального геологического изучения отдельных участков. Для геохимического моделирования распределения рудных компонентов и оценки масштабов рудоносности площади, автором по специальной программе обработаны данные бороздового и сколового опробования горных выработок (канав и расчисток), отраженные в 5000 спектральных, спектрозолотометрических, пробирно-активационных, атомно-абсорбционных и химических анализах выполненных в ЦЛ ППГО (ППСЭ). При обработке аналитических материалов применялись общепринятые приемы оценки первичных геохимических ореолов [2].

На участке Кумирном, где расположена собственно серебряная, серебро-полиметаллическая, в меньшей степени полиметально-серебряная минерализация, зафиксированы аномальные концентрации Ag, Sb, Au на высоких гипсометрических отметках (порядка 400 м). На низких (порядка 200 м) отметках установлены концентрации иных (Sn, Pb, Zn, Cu, Mo) элементов. На участке Кабаньем также развита собственно серебряная минерализация. Однако на высоких отметках (400 м) выявлены аномальные концентрации элементов не только Ag и Sb, но и Zn, Mo, As, а на низких (200 м), кроме Sn, Pb, Cu, еще и Au. Участок Средний Сухой характеризуется доминированием полиметально-серебряной минерализации на уровне горизонта 300 м, что подтверждается распространенностью ореолов Ag, Pb, Zn, Cu, а на более глубоком уровне (200 м) – As, Sb, Au. На участке Левобережном преобладает серебро-полиметаллическая минерализация, поэтому на уровне горизонта 500 м здесь распространены повышенные содержания Ag, Sn, Pb, Zn, As, а на нижнем уровне (200 м) – Mo, W, Au. Представленные материалы демонстрируют сложное распределение рудных элементов во вскрытом рельефом интервале от 200 м до 600 м.

Для определения уровня эрозионного среза исследованных участков и прогнозной оценке НТРУ в целом, были рассчитаны отношения линейных продуктивностей частных мультипликативных ореолов, для следующих групп элементов-индикаторов: Кумирный $Sb*Ag*As/Cu*Sn$, Кабаний $Sb*As*Ag/Cu*Sn$, Средний Сухой $Sn*Pb*Zn/Au*As$, Левобережный $Sn*Pb*Zn/W*Mo$. Изображение полученных данных в виде графиков изменения с глубиной мультипликативного коэффициента геохимической зональности, позволило разделить участки на группы со сходными трендами изменчивости: слабо эродированные (Кумирный, Средний Сухой) и значительно эродированные (Кабаний, Левобережный), выделить надрудные, рудные и подрудные горизонты.

Особенности распределения элементов в пространстве и сравнение графиков с известными российскими и зарубежными аналогами не исключают возможности много ярусного размещения оруденения в пределах НТРУ, что однако потребует проведения дополнительного объема работ, в частности бурения скважин на слабо эродированных участках.

Литература

1. Ивин В.В., Родионов А.Н., Хомич В.Г., Симаненко Л.Ф., Борискина Н.Г. Геологическое строение и типы эндогенной минерализации Нижнетаежного рудного узла (Приморье) // Тихоокеанская геология, 2006. Т. 25. № 3. С. 81-87.
2. Григорян С.В. Рудничная геохимия. М.: Недра, 1992. 294 с.

АЛМАЗЫ ПРИАМУРЬЯ

А.Ю. Кадашникова

*Амурский государственный университет (ГОУ ВПО),
г. Благовещенск, e-mail: askad7497@mail.ru*

В 1950 г. в пределах Станового блока Верхне-Зейская партия под руководством К.Ф.Прудникова проводила геоморфологические и геолого-поисковые работы в масштабе 1:200000 на предмет выявления перспективно алмазных площадей. Исследователи отмечали широкое распространение в аллювиальных отложениях гидросети ильменит-гранат-эпидотовой минеральной ассоциации, но в отношении алмазности район был признан бесперспективным.

Планомерные исследования алмазности Приамурья начаты в 80х гг. XX века Г.И. Туговиком и его учениками и продолжались в течение 10 лет. Были проведены научно-исследовательские работы с целью выявления геодинамических, петрологических и минералогических предпосылок алмазности в пределах Дамбукинского блока Алдано-Станового выступа, на Малом Хингане и Токском Становике. Обоснование предпосылок алмазности Приамурья дано в ряде работ [1-4], а также в целевой программе геолого-поисковых и научно-исследовательских работ по оценке перспек-

тив алмазоносности Хабаровского, Приморского краев и Амурской области на 1988-1992 гг.

Изучение потенциально алмазоносных площадей, выделенных на основании анализа геодинамического развития региона [1-2], проводилось с применением шлихо-геохимического и минералогического опробования, в т.ч. опробования промежуточных коллекторов – базальных слоев разновозрастных отложений.

В протолочке высокометаморфизованных пород Дамбукинского блока – гранатовых амфиболитов – были обнаружены 2 мелких кристалла алмаза (рис. 1), изучение типоморфных свойств которых позволило установить их кимберлитовое происхождение [3-4]. Имеются сведения, что учеными АмурКНИИ в течение 1985-1990 гг. были установлены как единичные зерна алмазов, достоверность которых была подтверждена физическими методами исследований, так и отдельные кристаллы, утерянные в процессе подготовки проб. Кроме того, удалось выявить минералы-индикаторы алмазопоявлений: хромпиropy, хромпикотиты, хромсодержащий рутил, хромдиопсиды, оливины и др. Минералы-спутники алмазов также были впервые установлены в Приамурье в коренном залегании на сопредельной территории Еврейской автономной области в породах обнаруженного А.И. Дементиенко позднепалеозойского Тарагайского верлитового массива [1]. Выявленное тело альпинотипных ультрабазитов интрузирует докембрийские складчатые образования и ранне-среднепалеозойские гранитоиды (рис. 2). Интрузия сложена породами габбро-клинопироксенит-верлитовой магматической формации. Наиболее детально изучен массив, обнаруженный в долине ручья Каменистого на западном склоне горы Тарагай. Он приурочен к зоне контакта гранитов биробиджанского комплекса с породами мурандавской свиты. Интрузия имеет изометричную (270×320 м) трубообразную форму. Ее протяженность по падению, рассчитанная по данным аэромагнитной и наземной магнитных съемок методом

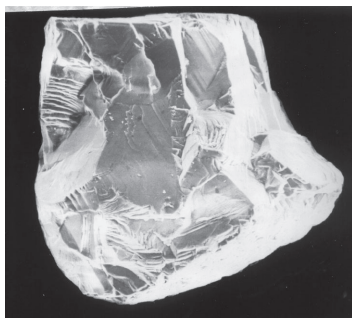


Рис. 1. Два кристалла алмаза, обнаруженные учеными АмурКНИИ в высокометаморфизованных породах Дамбукинского блока [3, 4].

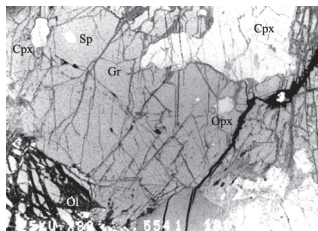


Рис. 2. Гранатсодержащий верлит [1]. В шлифе породы выделяется глубинный парагенезис: Gr – гранат (хромпироп), Cpx – клинопироксен (хромдиопсид), Ol – оливин (форстерит), Opx – ортопироксен (энстатит), Sp – высокохромистая шпинель (хромит).

касательных цилиндров, составляет около 2000 м. Она сложена преимущественно верлитом, состоящим из оливина – до 60%, клинопироксена – от единичных кристаллов до 35%, ромбического пироксена – 3%, основного плагиоклаза (лабрадора) – 3-7%, флогопита – до 5%. В протолочке верлита установлены следующие минералы: авгит, амфибол, биотит, борнит, галенит, гранат, графит, дистен, ильменит, магнетит, муассанит, оливин, пентландит, пирит, пироксен, пирротин, рутил, турмалин, флогопит, хромдиопсид, хромшпинель, циркон, шпинель.

Фациальные разновидности пород Тарагайского массива изменяются от собственно верлита до пироксенита, горнблендита и габбро. Краевая фация в восточной части массива представлена серпентинитом, состоящим из серпентина, хлорита, пироксенов, граната, флогопита, брусита, боулингита, рудных минералов. Среди последних установлены хромит, магнетит, шпинель, рутил, галенит, серпентин, пирротин. Эндоконтат массива представлен метасоматической брекчией, обломки наполнителя имеют размер от 5 до 10 см и состоят из кальцифира с карбонатным цементом. В искусственном шлихе из протоочки породы содержатся ильменит, магнетит, пироксены (в т.ч. безалюминиевые диопсиды и гиперстены), циркон, амфиболы, шпинель, хромшпинель, оливин, флогопит, гранат (гроссуляр) – в знаковых количествах.

Дайки габброидов траассируют радиальные (относительно штока верлитов) разломы и разломы восток-северо-восточного и северо-западного простирания. Они представлены монцогаббро, монцодиоритами и габбро-диабазами.

Установленный в шлифе оливин-гранатовый и пироксеновый парагенезисы, а также результаты микрозондовых анализов породообразующих минералов, в т.ч. сростков пироксенов, позволяют рассчитать условия образования пород. По гранат-ортопироксеновому геотермометру Т. Мори и Д. Грина температура образования фаз, скорректированная по В.И. Ваганову и С.В. Соколову, составляет 1400 °С, давление (по геобарометру И. Мак-Грегора) – 5 ГПа, что соответствует хромпироповой алмазоносной (по А.А. Маракушеву, 1988). Фигуративные точки пироксенов, для которых температура и давление образования рассчитаны по геотермометрам и геобарометрам Дж. Мерсье (для клинопироксенов) и Д. Перкинса, Т. Холлеида и Р. Ньютона (для ортопироксенов), а затем скорректированы по В.И. Ваганову и С.В. Соколову, попадают, в основном, в область устойчивого существования алмаза: хромпироп-алмазную фацию, – при этом поле пироксенов смещено по отношению точки граната в область более низких температур (823-1080 °С) и давлений (4-4,2 ГПа), что соответствует глубинам 140-150 км.

Присутствие в составе перидотитов Хингано-Буреинского кристаллического массива литологических разновидностей, формирующихся в условиях устойчивого существования алмаза, позволяет считать эти образования потенциально алмазоносными.

Результаты исследований подтверждают, что на территории Приамурья

имеются геолого-структурные предпосылки для положительной оценки перспектив ее алмазности.

Литература

1. Дементенко А.И., Данилов А.П., Христенко А.И., Душин Ю.П., Кирасирова В.И. Геолого-геохимические признаки мантийного магматизма восточной части Буреинского кристаллического массива // XV семинар: Геохимия магматических пород. ГЕОХИ АН СССР. Тез. докл. Москва, 1990. С. 147.
2. Туговик Г.И., Кирасирова В.И., Душин Ю.П., Данилов А.П., Дементенко А.И. Мантийная минерализация кольцевых структур Буреинского кристаллического массива // Симпозиум: Глубинное строение Тихого океана и его континентального обрамления. Тез. докл. 4. 2. Благовещенск, 1988. С. 108-109.
3. Туговик Г.И., Кирасирова В.И., Лапушков В.М. Физические свойства алмазов из эклогитов плутоно-метаморфической области. Докл. АН СССР, 1988. Т. 229. № 2. С. 442-443.
4. Туговик Г.И., Сафронов П.П., Кирасирова В.И. Кристалломорфологические особенности алмазов из рутил-сфеновых эклогитов. Доклады АН СССР, 1987. Т. 297. № 1. 289 с.

О ПЕРВОЙ НАХОДКЕ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЧУКОТСКОГО МОРЯ

О.Н. Колесник¹, А.Н. Колесник¹, Е.А. Лопатников²

¹*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН,
г. Владивосток,*

²*Дальневосточный государственный университет,
г. Владивосток, e-mail: zeya1985.2008@mail.ru*

В рейсе НИС «Профессор Хромов» в 2009 году со дна Чукотского моря (рис. 1а) совместно с железомарганцевыми конкрециями впервые поднято брекчиевидное карбонатное образование (рис. 1б). Размер образца – 30×22×18 см. Для поверхности характерны макропористость и следы незначительного обрастания морскими организмами. Цвет варьирует от молочно-белого до светло-оливкового. На спиле хорошо различимы сцементированные однородные по составу агрегаты первичного комковатого осадка и сам цемент. Агрегаты довольно крупные и имеют сложную форму; текстура сливная; цвет темно-серый, с синеватым оттенком. Полости часто сообщаются с поверхностью. Цвет цемента в виде тонких прожилков до 1 мм толщиной (рис. 1в) изменяется от светло-бежевого до буроватого, что визуально резко отличает его от агрегатов осадка. Внутри образца находятся раковины двусторчатых моллюсков, заполненные светло-бежевым карбонатом (рис. 1в).

Предварительное изучение 2 аншлифов, изготовленных из наиболее представительных частей образца, осуществлялось под биноклем Stemi 2000-C (Carl Zeiss, Германия) и поляризационным микроскопом Axioskop

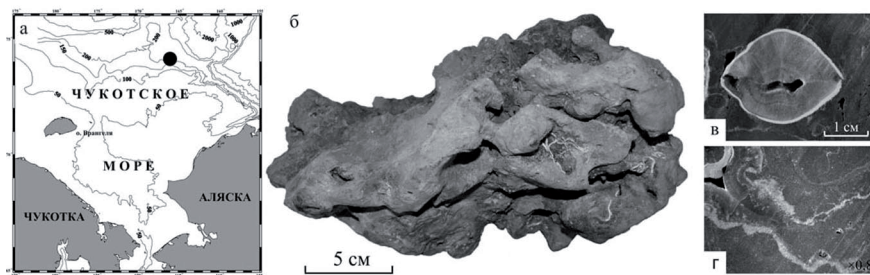


Рис. 1. Брекчиевидное карбонатное образование: а – местоположение станции отбора; б – общий вид; в, г – участки поверхности спила.

40A Pol (Carl Zeiss, Германия) с микрокамерой, в результате чего в основной массе породы выявлены многочисленные рудные включения (рис. 2а). Их химический состав, а также состав породообразующих минералов изучен методом электронно-зондового микроанализа на приборе JXA-8100 (JEOL Ltd., Япония). Установлено, что химический состав основной массы породы отвечает составу доломитистого известняка ($\text{CaO/MgO} \approx 9$) [2], причем наличие в соединении значительного количества С определялось при сравнении его рентгеновских спектров со спектрами, полученными для заведомо не содержащих С минеральных фаз. Карбонатная порода являет-

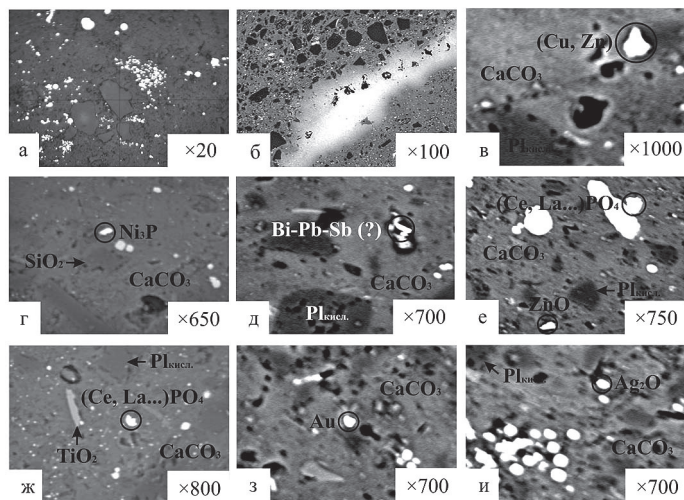


Рис. 2. Минеральные зерна цветных и черных металлов в карбонатной брекчии. Вид в отраженных электронах.

Примечание: $\text{Pl}_{\text{кисл.}}$ – плагиоклаз кислый. Все невыделенные рудные зерна – сульфиды железа.

ся цементом для многочисленных терригенных зерен (рис. 2б). Выделены участки с основным составом Ca-Si-O, Ca-Si-Al-O, Ca-Si-Al-K-O, Si-Mg-Ca-Fe-O, Fe-Al-Si-Mg-O, Si-Al-Na-O, Si-K-Al-O, а также Si-O (рис. 2). Рудные включения имеют вид микрозерен, а также их сростков и представлены, главным образом, сульфидами Fe – фрамбоидальным пиритом (?), который характерен для осадков и низкотемпературных рудных месторождений. Возможно, образование сульфидов связано с процессами сульфатредукции, обычно активизирующимися при окислении углеводородных газов в поверхностном слое осадка [1]. Намного реже встречаются окислы Fe. Обнаружены единичные зерна цветных металлов, по химическому составу соотносимые с самородным Au, латунию (Cu, Zn), сплавом (Fe, Cr, Ni), в незначительной степени окисленным Ni и его фосфидом, простыми окислами Ag, Zn, Ti, Ta, Zr, ильменитом FeTiO_3 , фосфатами – монацитом $(\text{La, Ce...})\text{PO}_4$ и ксенотимом YPO_4 с примесью редких земель, сульфатами Ba и Fe, силикатами – цирконом ZrSiO_4 и сфеном CaTiSiO_5 (рис. 2). Интересным представляется состав отдельных зерен: Sn-Sb-O с примесью Pb, а также Bi-Pb-Sb-O (рис. 2д). Встречено единичное зерно со значительным содержанием Nb.

Так как природные условия северных морей являются неблагоприятными для хемогенного осаждения карбонатных пород, можно предположить, что формирование изученного карбонатного образования связано либо с выходами в придонные воды газов из нефтегазонасыщенных пластов, либо с отдельной гидротермальной постройкой.

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН №10-III-B-07-171.

Литература

1. Галимов Э.М. Метанообразование в морских осадках в ходе сульфатредукции // ДАН, 1995. Т. 342. № 2. С. 219-221.
2. Логвиненко Н.В., Сергеева Э.И. Методы определения осадочных пород. Л.: Недра, 1986. 249 с.

РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ БАЗАЛЬТОВ ВОЗВЫШЕННОСТИ БЕЛЯЕВСКОГО, ЯПОНСКОЕ МОРЕ

О.Н. Колесник, В.Т. Сьедин

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН,
г. Владивосток, e-mail: zeya1985.2008@mail.ru*

Методом электронно-микронного анализа на приборе JXA-8100 (JEOL Ltd., Япония) изучены особенности распределения и минеральные формы выделения акцессорных металлов в базальтах возвышенности Беляевского, расположенной в глубоководной Центральной котловине Японского моря.

В целом, базальты возвышенности Беляевского относятся к формационно-геохимическому типу пострифтовых вулканитов вулканических гор и построек глубоководных котловин [4]. Особенностью пород является их высокая пористость (до 40%), свидетельствующая о значительной флюидонасыщен-

ности исходной магмы. Кроме того, базальты характеризуются повышенной щёлочностью ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - 4,06-4,44\%$), титанистостью ($\text{TiO}_2 - 1,50-1,65\%$) и высоким уровнем глиноземистости ($\text{Al}_2\text{O}_3 - 18,71-21,50\%$).

Изученные нами образцы 2068, 2068-1-Б и 2207 – это пористые порфировые оливин-плагиоклазовые базальты с гиалопилитовой основной массой. Мелкие поры до 1-4 мм в диаметре составляют 20-30% породы, а вкрапленники, представленные, главным образом, «свежим» основным плагиоклазом (0,5-1,2 мм) и оливином (0,4 мм), довольно часто изменённым, – от 5-7% (обр. 2068, 2968-1-Б) до 15% (обр. 2207) породы. Поры обычно пустые или выполнены по стенкам вторичными минералами группы смектита.

По данным электронно-микронного анализа, в аншлифах образцов базальтов выявлены участки с марганцевой оксидной минерализацией, характеризующиеся тонкослоисто-ажурно-дендрировой структурой, обусловленной чередованием обогащенных марганцем слоев с прослоями Mn-Si, Mn-Si-Al и Mn-Fe-Si составов, а также участки, химический состав которых соответствует галиту. Зоны ослабления в базальтах сопровождаются железистой гидроокисной минерализацией в виде микропрожилков. Иногда встречаются участки распространения нитевидного органического вещества (рис. 1б).

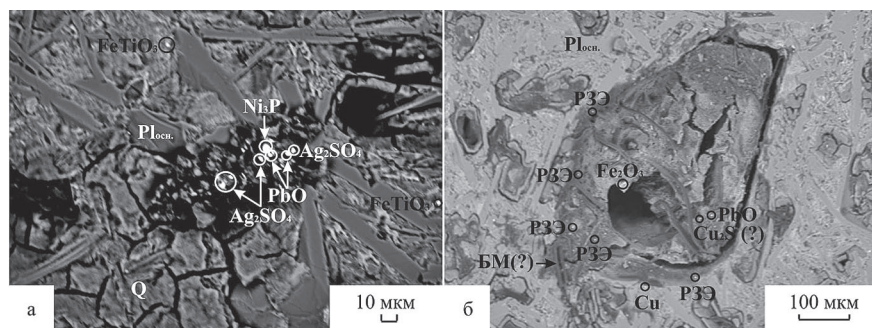


Рис. 1. Минеральные зерна акцессорных металлов в базальтах возвышенности Беяевского. Вид в отраженных электронах.

Примечание: символами обозначены минералы: $Pl_{occ.}$ – плагиоклаз основной, Q – кварц. БМ(?) – бактериальные маты.

Электронный микронный анализ аншлифов, кроме того, показал, что в базальтах содержится значительное количество включений зерен цветных (основных тяжелых – Cu, Zn, Pb, Sn, Ni; малых тяжелых – As; легких – Ti; благородных – Ag; редких – W, Cr, Mn; редкоземельных – La, Ce, Nd, Pr) металлов, а также железа в виде самородных элементов, сульфидов, сульфатов, фосфидов, простых и сложных окислов, интерметаллических или оксигалогенных соединений (рис. 1). Цветные тяжелые и легкие металлы представлены окисными соединениями меди и цинка или меди и олова, окислами олова

и свинца, титана, фосфидами никеля и железа, самородным никелем и титаном, оксигалоидными соединениями свинца, а также сульфидами, судя по химическому составу, – халькопиритом, арсенопиритом, сфалеритом и, возможно, халькозином с примесью свинца и олова. Из *благородных металлов* отмечено только серебро, иногда с примесью теллура. Оно встречается в самородном виде, в виде окислов и сульфидов (рис. 1а). Если говорить о *редких металлах*, то найдено несколько зерен шеелита, а также хромшпинелиды. Многочисленные, преимущественно мелкие, зерна оксидов легких *редкоземельных элементов* представлены соединениями La-Ce-Pr-Nd или La-Ce-Nd, часто содержащими примесь свинца и никеля (рис. 1б). Что касается *черных металлов*, то в базальтах обнаружены различные окислы железа с другими металлами – ильменит, титаномагнетит с примесью ванадия, а также вышеупомянутые хромшпинелиды. Кроме того, железо найдено в самородном виде.

Учитывая, что все обнаруженные нами в базальтах акцессорные металлы, за исключением редких земель, по которым нет данных, выявлены в продуктах извержений различных вулканов мира, в том числе в вулканических экзалациях и эманациях [2; 5; 7 и др.], а также базальтоидах, осадках и взвесах гидротермально активных структур Мирового океана [1; 6 и др.], с большой долей уверенности можно говорить о том, что источником данных металлов являются магматогенные рудоносные флюиды, содержание в которых тех или иных металлов зависит от состава генерирующей магмы. Так как развитие впадины Японского моря проходило в несколько стадий, каждая из которых характеризовалась своим типом мантии [3], то образование разных минеральных фаз металлов в базальтах возвышенности Беяевского, происходившее в течение длительного времени, может быть связано с изменением физико-химических характеристик рудоносных флюидов.

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН № 09-III-A-07-312.

Литература

1. Давыдов М.П., Судариков С.М., Колосов О.В. Самородные металлы и интерметаллические соединения в осадках и взвесах гидротермально-активных сегментов Восточно-Тихоокеанского поднятия // Литология и полезные ископаемые, 1998. № 1. С. 17-29.
2. Карпов Г.А., Мохов А.В. Акцессорные самородные рудные минералы эруптивных пеплов андезитовых вулканов Камчатки // Вулканология и сейсмология, 2004. № 4. С. 41-49.
3. Леликов Е.П., Емельянова Т.А. Вулканогенные комплексы Охотского и Японского морей (сравнительный анализ) // Океанология, 2007. Т. 47. № 2. С. 294-303.
4. Съедин В.Т. Классификация вулканических пород Японского моря // Материалы II Международной научной конференции «Современные проблемы регионального развития» (Биробиджан, 6-9 октября 2008 г.). Биробиджан-Кульдур: ИКАРП ДВО РАН, 2008. С. 86-87.
5. Трухин Ю.П. Геохимия современных геотермальных процессов и пер-

спективные геотехнологии. М.: Наука, 2003. 376 с.

6. Rona P.A., Bostrom K., Widenfalk L.E.G. et al. Preliminary reconnaissance of the Carlsberg Ridge, Northwestern Indian Ocean for hydrothermal mineralization // EOS. Trans. Amer. Geophys. Union, 1981. V. 62. P. 914.

7. Toutain J.P., Quisefit J.P., Briole P., Aloupogiannis P., Blanc P., Robaye G. Mineralogy and chemistry of solid aerosols emitted from Mount Etna // Geochemical Journal, 1995. V. 29. P. 163-173.

ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТО-ВИСМУТ-ТЕЛЛУРОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ УЧАСТКА БОЛОТИСТОГО

А.А. Лотина

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

Одним из перспективных районов по россыпным и коренным месторождениям золота является Хабаровском край, а в частности Право-Соолийский рудно-россыпной узел. В данном районе в конце 90-х годов здесь были обнаружены высоко продуктивные россыпи по ручьям Среднему, Ключевому, Болотистому, Промежуточному и 1-му Правому, источником выявленных россыпей послужило золотое оруденение участка Болотистого. Этот золотonosный район является уникальным по своим особенностям и отличается от других золотonosных районов Хабаровского края. Из-за своего благоприятного географо-экономического расположения, высокой продуктивности россыпей (в сезон добывалось от 500 до 700 кг золота из устного сообщения старателей ООО «РОС-ДВ»). К настоящему времени завершается на Болотистом рудно-россыпном участке отработка россыпей, и продолжают поисково-оценочные работы на рудное золото.

Данный объект (бассейн верхнего течения р. Хор, Хабаровский край) является во многих отношениях уникальным по его геохимическому и минеральному составу. Помимо прикладного значения этого совершенно недавно открытого месторождения с его промышленно-значимым содержанием золота в россыпях несомненный интерес представляет и научная сторона данного вопроса.

Прежде всего – это преобладание золота средней и крупной размерности вплоть до самородков (до 10 г), составляющих 3-7% веса россыпного золота [4]. Кроме того, в шлихах россыпей участка Болотистого установлены минералы платиновой группы и самоцветные камни [2, 3].

Объект исследования расположен в зоне сочленения Самаркинского и Журавлевского террейнов бассейна р. Хор, Хабаровский край [1]. Наиболее древними образованиями района являются верхнетриасовые толщи кремнистых пород с горизонтами кремнисто-глинистых и редко углисто-глинистых сланцев, алевролитов и песчаников. На них несогласно залегают нижнемеловые отложения алевролитов и песчаников. Терригенные осадки

перекрыты эоценовыми базальтоидами кузнецовской свиты, олигоценовой толщей рыхлых отложений галечников, суглинков и супесей (бирофельдская свита) и миоценовыми базальтами кизинской свиты. Интрузивные образования представлены субвулканическими телами габбро и габбро-диоритов, а также маломощными дайками позднемеловых гранодиоритов и гранитов (В.А. Дымович, 1979).

Рудопоявление Болотистое локализовано в «эрозионном окне» среди неогеновых базальтов. Оно представлено штокверковой зоной кварцевых и турмалин-кварцевых (иногда с сульфидами) прожилков, сосредоточенных преимущественно в массиве габбро, габбро-диоритов и диабазов. Рудные прожилки имеют северо-западное, субмеридиональное, реже северо-восточное или субширотное простирание. В кварцевой массе отмечаются вкрапленники и гнезда теллуридов висмута, золота, пирита, арсенопирита, халькопирита, пирротина, сфалерита и галенита. Турмалин-кварцевые руды имеют брекчиевидную и сложно-полосчатую текстуру [1-4].

Речная сеть, дренирующая рудопоявление, золотоносна и состоит из нескольких сопряженных друг с другом ручьев. Выделяются россыпи ближнего (ручьи Средний, Промежуточный, Ключевой) и дальнего сносов (ручьи Встречный и Болотистый). Наиболее богатая россыпь (длина 2,6 км) приурочена к долине руч. Среднего, который размывает центральную часть рудного поля Болотистого. Протяженность ручья около 5 км. Менее богата россыпь руч. Ключевого, протяженность ее составляет более 1,5 км. Плотик россыпей сложен терригенными образованиями, которые прорываются дайками диабазов и габбро-диоритов. Рыхлые отложения представлены слабо окатанными галечно-гравийными отложениями с незначительной долей валунов в их верхних частях [4].

По минеральному составу, пробности золота, времени формирования и взаимоотношениям можно выделить две минеральные ассоциации: 1 – более раннюю и более продуктивную золото-тетрадимит-теллуровисмутитовую; и 2 – арсенидно-сульфидную, которые могут, предположительно, быть связаны с двумя различными источниками.

Золото-тетрадимит-теллуровисмутитовая – относится к продуктивной ассоциации, которая характерна для кварцевых прожилков. Минеральный состав этой ассоциации представлен в основном тетрадимитом, теллуровисмутитом, самородными висмутом и золотом. Последовательность кристаллизации минералов следующая: тетрадимит + теллуровисмутит + + самородный висмут + самородное золото. Пробность самородного золота в данной ассоциации варьирует от 825 до 990 (в среднем 925-985‰).

Арсенидно-сульфидная ассоциация – пространственно тяготеет к сульфидному оруденению в поле габбро-диоритов и диабазов (преимущественно халькопириту, пириту и арсенопириту). Самородное золото в этой ассоциации имеет пробность 740‰. По размеру зерен золота в россыпях участка Болотистого преобладают средние и крупные выделения, а чем дальше от коренного

источника то более распространены мелкие размеры зерен. Среди типоморфных форм, как рудного, так и россыпного золота являются комковидные и бесформенные, изометричные, кристаллические, удлинённые и уплощенные.

К типоморфным элементам-примесям Болотистого относятся: Bi, Te, Cu, Pb, As, Sb, Hg, а иногда отмечается Pd [1]. В россыпях золота установлено в сростании с висмут-теллуrowыми минералами, турмалином и кварцем [1]. В рудной зоне для золота характерно сростание с теллуридами висмута и сульфидами. Рудный облик, слабая окатанность, присутствие микровключений рудных минералов, отсутствие мощных высокопробных оболочек – характерны для золота ближнего сноса и свидетельствуют о его непродолжительном пребывании в экзогенных условиях и о связи с коренным источником.

Таким образом, по выявленным типоморфным признакам самородного золота можно сделать следующее заключение, что рудопроявление Болотистое относится к малосульфидной золото-кварцевой формации средних глубин.

Литература

1. Иванов В.В., Замбрицкий А.И., Молчанова Г.Б. и др. Особенности минералогии золото-висмут-теллуrowого оруденения Сихотэ-Алиня // Современные проблемы металлогении. Материалы научной конференции посвященной 90-летию академика Х.М. Абдуллаева. Ташкент: ФАН АН РУз, 2002. С. 176-178.

2. Иванов В.В., Колесова Л.Г., Лотина А.А. Минералы платиноидов в золотых россыпях западных отрогов Сихотэ-Алиня // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Материалы 16-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2007. С. 110-112.

3. Иванов В.В., Колесова Л.Г., Лотина А.А., Леснов С.В., Баринев Н.Н., Кононов В.В. Шпинелиды из ассоциации барофильных минералов россыпного месторождения Болотистое (Центральный Сихотэ-Алинь) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента (8 Научная конференция, 9-10 декабря 2009 г.). Сыктывкар: Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 2009. С. 79-81.

4. Степаненко В.М., Замбрицкий А.И., Буряк В.А. Новый (Болотистый) золотоносный узел в Западно-Сихотэ-Алинском поясе показатель развития молодого (эоценового) плутоногенного золотого оруденения россыпеобразующей формации в этом поясе // Генезис месторождений золота и методы добычи благородных металлов: Благовещенск, 2001. 145 с.

ПРИРОДНАЯ АМАЛЬГАМО ЗОЛОТА И ПЛАТИНЫ

Е.И. Медведев, В.П. Молчанов

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
г. Владивосток, e-mail: cage21@mail.ru*

На юго-западе Приморья известны комплексные россыпи золота, платины и ртути, сформированные за счет разрушения полигенных и полихрон-

ных руд. Пространственное совмещение гипергенных полиминеральных сообществ ставит много вопросов в проблеме поиска и прогнозной оценки их коренных источников. Представляется, что в данном направлении большую помощь окажет изучение в ультрамалом масштабе минералов благородных металлов из рыхлых отложений Фадеевского рудно-россыпного узла, вероятно, связанных единых генетической нитью.

Особенности геологической позиции изученного узла определяются пространственной приуроченностью к области тектоно-магматической активизации на стыке Ханкайского и Лаоелин-Гродековского террейнов. Геолого-геофизические исследования демонстрируют наличие в осадочном чехле скрытого разлома глубинного заложения [1]. В низах стратифицированного разреза этой площади развиты базальто-кремнисто-туфогенные, кремнисто-глинистые, аргиллитовые и туфогенно-песчаниковые отложения (S_{1-2}). Их перекрывают вулканогенно-осадочные толщи пермского возраста (P_{1-2}) и эффузивы кислого состава (P_2). Породы вулканогенно-терригенного комплекса, включающего черные сланцы, прорваны на юге крупными массивами гранитоидов (P_2), а на севере небольшими телами габброидов и сиенитов.

Среди минералов тяжелой фракции шлихов рыхлых отложений р.р. Фадеевка (система водосбора р. Раздольная) и Золотая (бассейн р. Нестеровка), дренирующих гранитоиды и черносланцевую толщу соответственно на юге и севере площади, диагностированы серебристое золото, а также сульфиды (пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, молибденит), касситерит, вольфрамит, минералы висмута.

Применение методов сканирующей электронной микроскопии позволило выявить на поверхности зерен ильменита, одного из основных минералов гравитационных концентратов, примазки природного ртутистого золота (рис. 1). Доминирующую роль в их кристаллизации играет пленка, фрагментально покрывающая поверхности отдельных кристаллов ильменита [2, 3]. Размеры фрагментов достигают 60-80 мкм при толщине 100-200 нм. Элементный состав пленочных наноматериалов довольно необычен: помимо Au (85-95 масс. %) и Hg (0-5 масс. %), определяющих видовой состав индивидов, в них присутствует N, C, O, Ti и Fe в количествах, не превышающих первые масс. %.

При детальном изучении этих пленок были обнаружены различные по морфологии микро-наночастицы (рис. 2а, б, в, г). Наиболее широкое развитие получили трубчатые формы длиной до 6-7 мкм при внешнем диаметре до 0,8-1,0 мкм. Толщина стенок трубчатых образований не превышает 100 нм (рис. 2а). Главным компонентом нанотрубок является Au, в меньших количествах присутствует Hg. Просматриваются четкие тенденции в распределении этих элементов в пределах нанотрубок – уменьшение содержания золота от края к основанию от 93 до 94 масс. % сопровождается увеличением концентраций ртути от 0 до 7 масс. %.

Набор микропримесей нанотрубок тот же, что и у нанопленок: C, O, N, Ti,

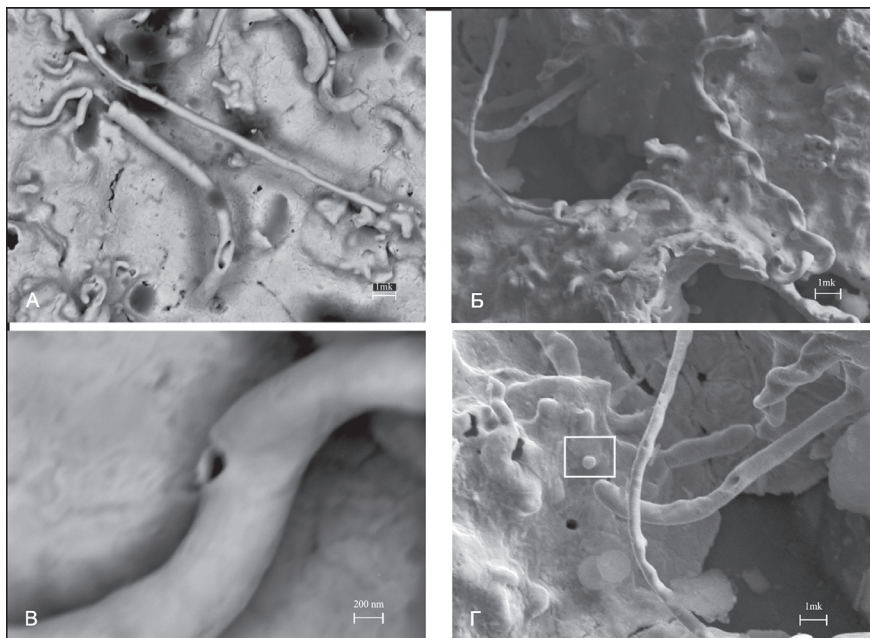


Рис. 1. Золотые микро-нанообособления: а – трубки, б – спирали, в – увеличенный фрагмент спирали, г – сфероид. Изображение в обратно-отраженных электронах.

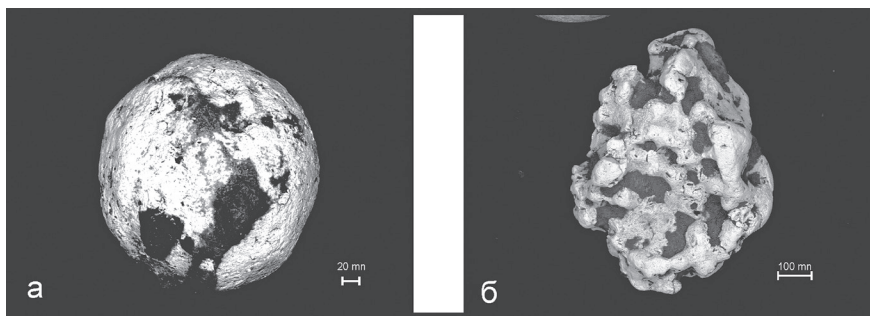


Рис. 2. Сфероиды железистой платины с фрагментами углеродистой пленки.

и Fe (0,5-2,0 масс. %). Спорадически встречаются Al, Rb, Вг (до 2 масс. %). Примечателен факт снижения содержаний Ti и Fe в нанотрубках по мере удаления от минеральной матрицы – ильменита (FeTiO_3). Это вероятно, можно объяснить особенностями их сингенетического происхождения. Нанотрубкам, кроме того, свойственна обратная зависимость между содержаниями N и O.

Другой интересной находкой является обнаружение природной амальгамы платины (рис. 2а, б). Обычно она встречается в виде мелких сфероидальных

выделений (редко с вкраплениями амальгамы золота), частично покрытых, как и в случае с зернами природной аурамальгамы, микро-наноразмерной пленкой.

Основными микропримесями железистой (до 7 масс. %) платины, являются Cu и Rh (до 3 масс. %). Распределение ртути неравномерное. Если на отдельных участках съемки ее концентрация достигают 7 масс. %, то в других точка Hg отсутствует. Неоднородность состава ферроплатины, вероятно, является следствием её кристаллизации, как и золота [4], из газовой фазы. Весьма примечателен состав включений золота в ртутистой платине. В них, помимо Au (32,3 масс. %), присутствуют Pt (42 масс. %), Hg (15,8) и Ag (1,2 масс. %). Сохранившиеся фрагменты оболочки на поверхности зерен платины по составу близки материалу контейнеров природной аурамальгамы: O (до 47 масс. %), Si (до 25 масс. %), Al (до 15 масс. %), C (до 10 масс. %), K, Cl, Ca (до 2 масс. %). Примечателен довольно высокий уровень концентраций Hg (до 5 масс. %).

Первые упоминания о природных амальгамах Au и Pt в отечественной литературе относятся к началу прошлого века [5]. Они были обнаружены в золото-платиноидных россыпях острова Борнео. О находке амальгамы в россыпях р. Кия (Западная Сибирь) и р. Хингоу (Таджикистан) упоминает А.А. Сауков [6]. Природные амальгамы Au и Pt распространены [7] в россыпях бассейна р. Кама (Урал).

По-видимому, по участкам проявления амальгамы Au и Pt можно распознавать разломы глубинного заложения, используемые в качестве путей движения Hg-содержащих флюидов, в которых ртуть ассоциирует с «мантийным» гелием [8, 9]. Видимо, находки частиц природных амальгам золота и платины можно рассматривать, как свидетельство флюидной дегазации Земли, проявляющейся в процессе тектоно-магматической активизации в осадочном чехле окраин Ханкайского и Лаоелин-Гродековского террейнов.

Исследования выполнены при поддержке грантов РФФИ (№ 09-05-12060, 09-05-98545).

Литература

1. Хомич В.Г., Борискина Н.Г. Глубинное строение и золотоносность Юго-Востока России // Геология и разведка, 2009. № 6. С. 32-38.
2. Молчанов В.П., Ханчук А.И., Медведев Е.И., Плюснина Л.П. Уникальная ассоциация природной амальгамы золота, киновари, самородных металлов и карбидов Фадеевского рудно-россыпного узла, Приморье // Доклады Академии наук, 2008. Т. 422. № 4. С. 536-538.
3. Молчанов В.П., Ханчук А.И., Медведев Е.И., Плюснина Л.П. Находки наноструктур природного ртутистого золота на поверхности кристаллов ильменита Фадеевского рудно-россыпного узла (Приморье) // Доклады Академии наук, 2009. Т.428. № 5. С. 659-662.
4. Паддефет Р. Химия золота. М.: Мир, 1982. 264 с.

5. Черник Г.П. К минералогии острова Борнео // Труды Геол. Музея им. Петра Великого Императорской АН. Санкт-Петербург, 1912. Т. 6. С.112-118.
6. Сауков А.А. Минералы СССР. М: Изд-во АН СССР, 1940.
7. Гореликова Н.В., Наумов В.А., Магазина Л.О. Природные амальгамы Au и Pt в золотоносных россыпях Верхнекамской впадины // Самородное золото: типоморфные ассоциации, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований. М.: Изд-во ИГЕМ, 2010. Т. 1. С. 156-159.
8. Озерова Н.А. Ртуть и эндогенное образование. М.: Наука, 1986. 155 с.
9. Степанов В.А., Моисеенко В.Г. Геология золота, серебра и ртути. Владивосток: Дальнаука, 1993. 228 с.

ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНОЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЕ ВЕТВИСТЫЙ: НОВЫЙ ТИП ЗОЛОТО-ВИСМУТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

М.А. Малиновский, Н.А. Горячев

*Северо-восточный комплексный исследовательский институт ДВО РАН,
г. Магадан, e-mail: Innamorament05@mail.ru; goryachev@neisri.ru*

Золото-сульфидное рудопроявление Ветвистый расположено в 460 км северо-восточнее г. Магадана в тыловой части Охотско-Чукотского вулкано-генного пояса и отнесено к золото-сульфидному типу [1]. Нами получены новые данные, которые позволяют рассматривать это перспективное рудопроявления в качестве разновидности золото-висмутовых месторождений [2].

Вмещающие породы представляют собой нижнеюрские терригенные и вулкано-генно-терригенные отложения кивалгинской и пенальтинской свит, общей мощности 770-950 м. Эти отложения рассечены раннемеловыми (102-111 млн. лет K-Ar) дайками и штоками диорит-порфириров, базальтов, андезизбазальтов и дацитов. Позднемеловые интрузивные образования Охотско-Чукотского вулканического пояса представлены телами и дайками щелочных гранит-порфириров, а также гранитами Мевчанского массива (72-80 млн. лет K-Ar), который расположен на западном фланге рудного поля. К этому же этапу относятся тела и дайки габбро-порфириров, микрогаббро и редкие дайки андезитов (81 млн. лет). Все дайки и штоки образуют компактный ареал в центральной части рудного поля, к которому и приурочено основное оруденение

Рудные тела представлены зонами жильно-прожилково-вкрапленной минерализации. Морфология этих тел изучена недостаточно. Данные документации канав и скважин, показывают, что часть рудных тел представлена пологопадающими (углы падения 10-30°) жилами сульфидного состава. Простирание жил субмеридиональное 350°, протяженность до 100 м мощность до 0,5 м Преобладающий минерал пирротин до 95-98%. В сильно подчиненном количестве присутствуют сфалерит, галенит, халькопирит. Другая часть рудных тел представлена крутопадающими (углы падения до 80°) жилами, близкого состава, но с меньшей долей пирротина (до 60%). Помимо пирротина-

на в них присутствуют сфалерит и арсенопирит. Простираение этих жильных зон северное, северо-восточное, северо-западное, протяженность до 100 м мощность до 0,5 м.

По минералого-геохимическим данным среди вышеперечисленных рудных тел можно выделить пять типов руд (таблица). Продуктивными являются арсенопиритовый, магнетитовый и пирротин-полиметаллический, причем последний явно отличается повышенной сереброносностью. Повышенные концентрации в нем цветных металлов отвечают степени распространенности в рудах их минералов, а присутствие мышьяка – обусловлено развитием позднего арсенопирита. Продуктивность руд обусловлена развитием ассоциации висмутовых теллуридов и сульфотеллуридов с самородными Au и Bi, которые наиболее проявлены там, где широко развит высокомышьяковистый арсенопирит, содержащий примесь Co (обычно до 1%, но в магнетитовых рудах до 10%). Особенностью состава сфалеритов является их высокая желези́стость (10-17%) и марганцовистость (до 4%).

Минералого-геохимическая характеристика руд
рудопроявления Ветвистый

Тип руды	Кол-во проб	Au, г/т	Ag, г/т	Zn, %	As, %	Pb, %	Cu, %	Bi, %
Арсенопиритовый	5	7	70	0,8	0,6	0,06	0,06	0,01
Магнетитовый	5	4,8	69,8	0,5	0,05	0,2	0,02	0,004
Пирротин-полиметаллический	9	2,1	124	1	0,2	0,3	0,04	0,01
Пирротиновый	17	0,4	5,7	0,3	0,09	0,03	0,03	0,05
Пиритовый	7	0,1	1,5	0,02	0,01	0,01	0,01	0,003

Последовательность формирования руд достаточно сложная. Пирротиновая и пирротин-полиметаллическая минерализация явно более древняя относительно непродуктивной пиритовой (пирит в виде метакристаллов развивается по пирротину, а в некоторых случаях между ними отмечается своеобразная реакционная кайма марганцовистого граната). Магнетитовые и пирротин-содержащие руды совместно не наблюдались. Минералы висмута тесно связаны с проявлениями арсенопирита, который также близкосоизовременен с пирротини́ном, но все же, несколько более поздний. На основании изучения аншлифов и по геологическим наблюдениям нами предполагается следующая последовательность формирования минеральных ассоциаций руд (от ранних к поздним): пирротин-полиметаллическая – арсенопиритовая – висмутовых минералов – пиритовая. Первые три слагают продуктивную стадию, пиритовая является постпродуктивной.

По минералого-геохимическим данным руды рудопроявления Ветвистое нами относятся к новому типу полисульфидных золото-висмутовых месторождений. Судя по взаимоотношениям с дайками, можно предполагать

его раннемеловый возраст и связь с Удско-Мургальской магматической дугой.

Литература

1. Константинов М.М., Стружков С.Ф. Металлогения золота и серебра Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Научный мир. 320с.
2. Горячев Н.А., Гамянин Г.Н. Золото-висмутовые (золото-редко-металльные) месторождения северо-востока России: типы и перспективы промышленного освоения // Золоторудные месторождения Востока России: Труды III Всероссийского симпозиума «Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология». Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2006. С. 50-61.

ПРОГНОЗНАЯ ЗОЛОТОНОСНОСТЬ МАЙСКОЙ РУДОНОСНОЙ ПЛОЩАДИ

Д.А. Пинчук, А.И. Дементенко

*Амурский государственный университет ГОУ ВПО,
г. Благовещенск, e-mail: rok8.9@mail.ru*

Майский золотonosный узел выделен в междуречье Селемджи и приустьевой части впадающей в нее р.Орловки (Сорокин, Глотов, 1997) и приурочен к восточной части Мамынского выступа докембрийского фундамента в пределах Амурского геоблока. Перспективность узла на рудное золото определена по результатам литохимической съемки масштаба 1:200 000 по потокам рассеяния в бассейне нижнего течения р. Селемджи (Вьюнов, 2005). Морфологически рудный узел представляет собой куполовидное поднятие, отвечающее Майскому полигенному и полихронному гранитоидному массиву. С севера и северо-запада он ограничен протяженным разломом северо-восточного простирания, а с востока и юга – разрывными нарушениями, образующими внешний дугообразный концентр купола. Река Селемджа и ее притоки трассируют разломы, облекая купол с востока, юга и запада чехлом кайнозойских аллювиальных отложений, выполняющих приразломные впадины (рис. 1).

Структура Майского рудного узла во многом обусловлена проявлением тектоники. Дешифрованные нами и установленные при картировании дизъюнктивные структуры в пределах рудного узла и его обрамления, как и в целом для Амурской плиты, образуют три отчетливо проявленные системы сопряженных (?) нарушений: запад-северо-западного – север-северо-восточного простирания, север-северо-западного – восток-северо-восточного простирания и ортогональную.

Очаги магматизма фиксируются на поверхности морфоструктурами центрального типа (МСЦТ), наиболее крупные из которых (IV порядка) соответствуют Усть-Гарьскому габброидному и Майскому гранитоидному массивам. Гранитоиды буриндинского монцодиорит-гранодиоритового комплекса ($\gamma_1 K_1 b$) образуют небольшие удлинённые штоки в зоне глубинного разлома

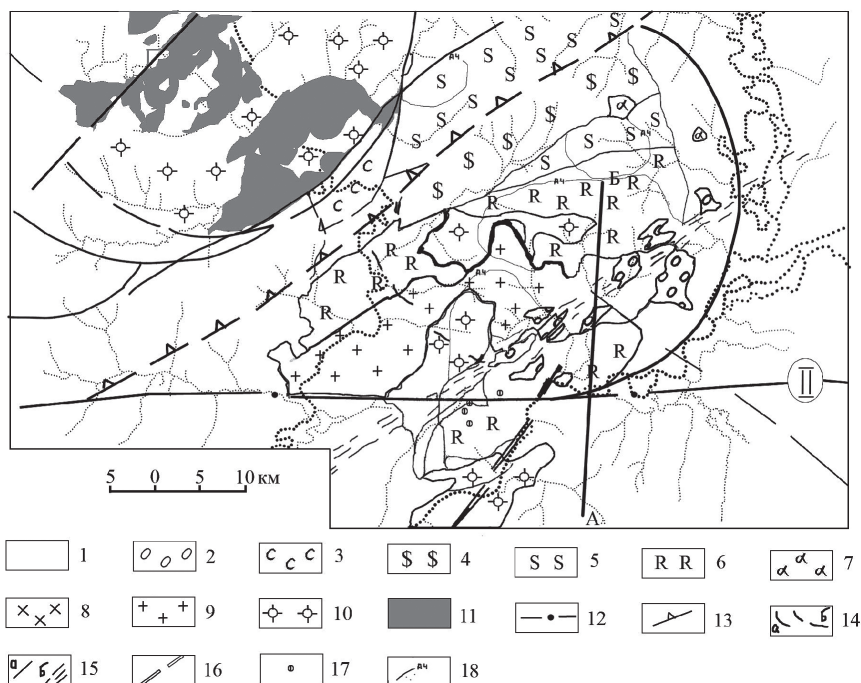


Рис. 1. Схема геологического строения Майского золотоносного узла.

1 – кайнозойские отложения; 2 – поярковская свита; 3 – граматухинская свита; 4 – силурийские отложения; 5 – нижнесилурийские отложения; 6 – рифейские отложения; 7 – андезиты поярковского вулканического комплекса; 8 – граниты бурундинского интрузивного комплекса; 9 – граниты тырмо-буреинского комплекса; 10 – граниты октябрьского интрузивного комплекса; 11 – ультрабазиты Усть-Гаринского массива; 12 – региональные разломы (субширотный Ушумуно-Селемджинский разлом); 13 – надвиги; 14 – дуговые линеаменты а) дизъюнктивные нарушения б) неясного характера; 15 – а) единичные разломы. б) разломные зоны; 16 – глубинные разломы север-северо-восточного простирания; 17 – точки минерализации золота; 18 – геохимические аномалии.

восток-северо-восточного простирания, выделяемого в юго-восточной части рудного узла. В восточной части узла, на правом берегу р. Нора и левом берегу р. Селемджа закартированы мелкие, изометричные в плане, лакколитоподобные тела андезитов, отнесенные к поярковскому андезитовому комплексу (αK,pk).

Исходя из геологического строения, Майский золотоносный узел представляется перспективным на рудное золото, что подтверждается и минерогеническими исследованиями. Первые проявления рудного золота на площади Майского золотоносного узла отмечены А.И. Хлапониным (1912) на водоразделе ручьев Веселого-Антонидовского и Утесного, где шурфа-

ми были вскрыты гнейсы с мелкими прожилками кварца, содержащими до 320 г/т золота. Опробование отдельных делювиальных обломков кварца, встреченных на глубине ~ 30 см, показало содержание золота 91 г/т. Дальнейшими исследованиями подтвердить эти данные не удалось (Вьюнов, 2005).

Практически все водотоки, дренирующие площадь Майского узла, золотосны. Россыпи золота здесь эксплуатируются с 1901 года и до настоящего времени. Они образованы водотоками, протекающими через потенциально рудный узел (реки Орловка, Селемджа) или берущими своё начало в его пределах (Большие и Малые Будаки и др.), за счет разрушения коренных источников золота и его выноса к периферии узла. Учитывая то, что формационные типы золотого оруденения, парагенетически связаны с буреинскими гранитоидами и поярковским вулканическим комплексом (адуляр-золото-серебряный, золото-кварцевый, молибден-порфировый), можно предположить, что проба золота в россыпях будет расти по мере удаления от коренного источника.

Исходя из данной гипотезы, нами построена схема изопромилле золота по водотокам золотосного узла, что позволило проследить изменение пробы золота по латерали и оконтурить площадь, отвечающую потенциальному рудному узлу (рис. 2). Выделившиеся по минимальной пробе золота участки могут соответствовать потенциальным рудным полям.

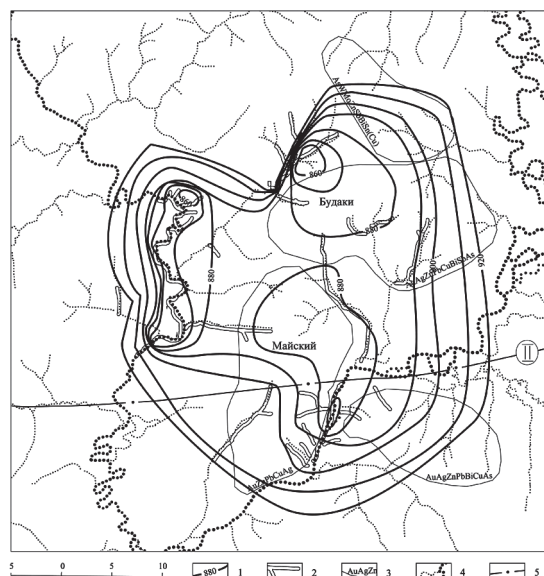


Рис. 2. Схема изменения пробы золота по водотокам (по материалам авторов).

1 – изопромиллы золота; 2 – россыпи золота; 3 – геохимические аномалии; 4 – русла рек; 5 – субширотный Ушумуно-Селемджинский разлом.

По результатам структурных построений нами выделены три аномалии по пробе золота, соответствующие потенциальным рудным полям. Примененный метод анализа распределения пробы золота в сочетании с интерпретацией аномалий магнитного поля, позволил выделить в пределах потенциально рудного узла перспективные площади ранга рудных полей.

Литература

1. Сорокин А.П., Глотов В.Д. Золотоносные структурно-вещественные ассоциации Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 1997. 304 с.
2. Вьюнов Д.Л. Отчет по литохимической съемке масштаба 1:200 000 по потокам рассеяния в бассейне нижнего течения р. Селемджа на площади листов N-52-XXXIII, -XXXIV, -XXXV за 2001-2005 гг. (Бурундинский объект). Благовещенск: ФГУП «Амургеология», 2005. 120 с.

NG-PT-AU-НОСНАЯ РОССЫПЬ Р. Б. РУДНЕВКА (ПРИМОРСКИЙ КРАЙ) И ЕЕ ИСТОЧНИКИ ПИТАНИЯ

А.В. Руслан, Медведев Е.И., В.П. Молчанов

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Юг Дальнего Востока России относится к числу известных россыпных районов. Золото здесь добывалось задолго до прихода первых русских землепроходцев. Еще в начале XX в. Э.Э. Анерт [1] писал, что древние выработки в этом районе были «настолько грандиозны, что все по-пытки современных промышленников добывать из них золото были неудачны». Тем не менее, изучены эти объекты слабо. Примером тому могут послужить россыпи Криничного узла. К настоящему времени они практически полностью отработаны, но вопрос поисков коренных источников благородных металлов (БМ) остается актуальным. Раскрытию отдельных аспектов этой проблемы будет способствовать изучение самородного золота и минералов элементов платиновой группы россыпей.

Базовым объектом исследований избранна аллювиальная россыпь р. Б. Рудневка, впадающей в бухту Руднева Японского моря. Длина реки составляет – более 9 км. Долина верхней ее части четко очерчена крутыми склонами при ширине днища 20-30 м, а на нижнем участке – до 300 м. Золотоносные «пески» залегают под слоем «торфов» мощностью до 3-4 м, которые в верхней части долины помимо галечника, песка и глины включают валуны. Продуктивный слой сложен песчано-гравийно-галечными отложениями. Мощность золотоносного пласта, приуроченного приплотиковой части, составляет 0,2-1,5 м. Плотик сложен палеозойскими гранитами с жилами и прожилками золото-кварцевого состава, а также диоритами и терригенно-осадочными породами.

Для решения обозначенной выше задачи потребовалось выполнить комплекс минералогических и технологических исследований. В пределах изученной техногенной россыпи, а также отдельных сохранившихся целиковых

участков аллювиальной россыпи, было отобрано несколько крупнообъемных проб, прошедших обогащение на гравитационной установке. Полученные концентраты посредством магнитной и электромагнитной сепарации были разделены на магнитную, электромагнитную и неэлектромагнитную фракции. Вещественный состав гравитационных концентратов рыхлых отложений россыпи характеризуется высоким выходом магнитной фракции (до 74%) и низким – электромагнитной (24-25%) и неэлектромагнитной (1-2%). Магнитная фракция по химическому составу отвечает высокотитанистой разновидности магнетита с низким уровнем накопления хрома. Доля посторонних примесей мала – концентрации Au не превышают 4-6 г/т. В электромагнитной фракции помимо ильменита, составляющего основу материала, присутствуют хромит и золото (1-2 г/т).

Материал неэлектромагнитной фракции послужил основным источником информации для исследований. В сущности, он представляет собой смесь циркона и сфена (70-80% общей массы) при ведущей роли первого. Рудные минералы представляют меньшую часть шлиха (не более 20%). Элементный состав фракции можно разделить на 2 группы: первая включает Zr, Ti, Fe, содержание которых обычно не превышает 10%; во вторую входят Pb, Cu, Zn, W, Hg, Mn, Sc, концентрации которых меняются в пределах 0,01-1,0%.

По сросткам рудных минералов выделяется три продуктивные ассоциации:

1. Серебристое золото – сульфиды (арсенопирит, пирит, сфалерит, галенит) – минералы висмута и теллура (самородный висмут, висмутин, телуробисмутит, жозеит, верлит, мальдонит) – кварц;

2. Железистая платина–хромит–ильменит–магнетит;

3. Природные амальгамы золота, меди, серебра – минералы ртути (киноварь, монтрои-дит) – интерметаллические соединения (Pb-Sb-Sn и Fe-Cr) – карбиды железа и кремния.

Серебристое золото, определяющее промышленную значимость россыпи, присутствует в гравитационном концентрате чаще всего в свободном виде, реже отмечается в сростках с кварцем, сульфидами. Оно представлено частицами самих самых разнообразных форм. По морфологическим признакам, согласно классификации [6], выделяются три основные группы разновидностей золотин: 1 – неправильные (пластинчатые, чешуйчатые, реже комковидные); 2 – правильные (дендритоподобные вытянутые кристаллы проволоковидного облика); 3 – смешанные (комбинации двух первых). Для частиц БМ характерен чаще всего грубоамчатый, бугорчатый рельеф; преобладают окатанные и полуокатанные зерна (4-5 баллов по шкале М.К.Пауэрса). Интервал колебаний значений пробности довольно велик: 570-980 промилле. Распределение пробы полимодальное с наиболее значимыми максимумами в интервалах 680-800, 900-960 промилле.

К числу других важных открытий относится находка изоферроплатины, представленной мелкими зернами (не более 2-3 мм) сферической формы.

Природная амальгама золота представлена высокопробными ртутьсодер-

жащими фазами (Hg от 1 до 10 масс. %). Отличительными чертами такого золота является монолитное (плотное) внутреннее строение, прямая корреляция концентраций Hg и Ag. Подобными характеристиками обладают ртутистые фазы месторождений Урала, Приморья [2, 5].

Другую группу ртутистого золота составляют частицы металла с признаками амальгамации. Явления амальгамации частично развиты в изученной россыпи и обусловлены применением в процессе эксплуатации технологий извлечения металла с использованием ртути. Более существенный вклад в распространение ртутистого золота внес процесс природной амальгамации, связанный с широким проявлением ртутной минерализации. Амальгамированное золото обычно светло-желтого либо белого цвета, иногда с землистым оттенком. В отдельных случаях корродированная поверхность амальгам покрыта мелкими кристаллами.

Присутствие в рыхлых отложениях минералов первой ассоциации, как отмечалось ранее [4], возможно является подтверждением участие в россыпеобразовании золото-кварцевых образований, генетически связанных с гранитоидным магматизмом.

В ряде соседних россыпей юга Приморья, также фиксируется [3] наличие платиноидов, амальгамы золота, самородных металлов (меди, железа, свинца), интерметаллидов, карбидов железа и кварца, хромшпинелидов – наблюдается практически тот же набор минералов, что и в двух последних ассоциациях. По представлениям многих исследователей [7, 8], ртутьсодержащая минерализация связана с глубинными флюидными потоками. Наиболее вероятными местами их движения являются легкопроницаемые зоны разломов глубинного заложения, к одному из которых приурочен Криничный узел [9]. Вероятно, находки природного ртутистого золота в ассоциации с самородными металлами и интерметаллидами в изученной россыпи можно рассматривать в качестве свидетельства флюидной дегазации Земли.

Исследования выполнены при поддержке грантов Президиума ДВО РАН и РФФИ (№09-III-A-08-446, № 15-ИН-09 и № 09-05-12060, 09-05-98545).

Литература

1. Анерт Э.Э. Богатство недр Дальнего Востока. Хабаровск: Кн. Дело, 1928. 923 с.
2. Мурзин В.В., Малюгин А.А. Типоморфизм золота зоны гипергенеза (на примере Урала). Свердловск: УНЦ, 1987. 96 с.
3. Молчанов В.П., Ханчук А.И., Медведев Е.И., Плюснина Л.П. Находки наноструктур природного ртутистого золота на поверхности кристаллов ильменита Фадеевского рудно-россыпного узла (Приморье) // ДАН, 2009. Т. 428. № 5. С. 659-662.
4. Молчанов В.П. Перспективы комплексного использования отходов отработки золотоносных россыпей Приморья // Вестник ДВО РАН, 1999. № 3.
5. Молчанов В.П., Саядан Г.Р., Медведев Е.И. Самородное золото титаносодержащих россыпей Ари-адненского узла и его коренные источники (При-

морье) // Тихоокеанская геология, 2008. Т. 28. № 1. С. 105-109.

6. Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 345 с.

7. Озерова Н.А. Ртуть и эндогенное образование. М.: Наука, 1986. 155 с.

8. Степанов В.А., Моисеенко В.Г. Геология золота, серебра и ртути. Владивосток: Дальнаука, 1993. 228 с.

9. Хомич В.Г., Борискина Н.Г. Глубинное строение и золотоносность Юго-Востока России // Геология и разведка, 2009. № 6. С. 32-38.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ КОРКАХ ВУЛКАНА МЕДВЕДЕВА (ЯПОНСКОЕ МОРЕ)

В.В. Саттарова, Н.В. Астахова

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И.Ильичёва ДВО РАН,
г. Владивосток, e-mail: sv_8005@mail.ru*

Методом электронно-зондовым микроанализом были изучены аншлифы образцов рудных корок и базальтов вулкана Медведева Японского моря.

В корках вулкана Медведева зерна редкоземельных элементов (РЗЭ) встречаются в марганцевой и кремнистой матрицах, а также вместе с баритом заполняют трещины в марганцевой матрице. Редкие земли представлены оксидными соединениями, химический состав которых Ln_2O_3 и $\text{Ln}_2\text{O}_3 \times \text{CrO}_3$, где Ln – лантан-церий-празеодим-ниодим или лантан-церий-ниодим, значительно реже лантан-церий и лантан-церий-празеодим (рис. 1).

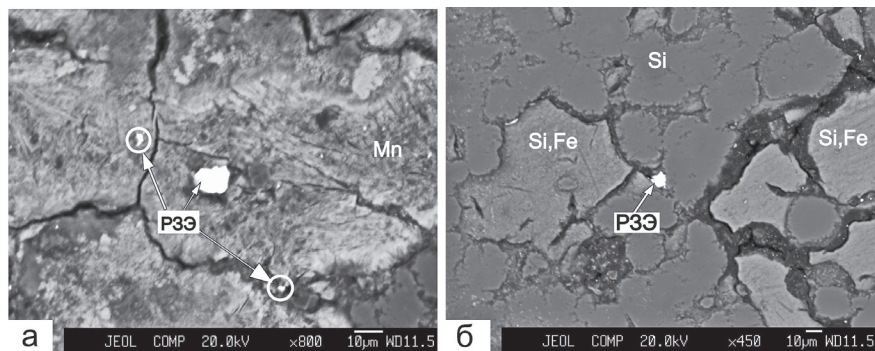


Рис. 1. Минеральные зерна редких металлов в корках вулкана Медведева. Вид в отраженных электронах.

В результате микронзондового исследования аншлифов базальтов вулкана Медведева были выявлены многочисленные включения мелких зерен РЗЭ в измененных базальтах. Химический состав этих зерен аналогичен составу зерен РЗЭ в железо-марганцевой корке этого вулкана, что с большой вероятностью указывает на один и тот же источник этих металлов.

Таким образом, редкие земли в корках вулкана Медведева не сорбиру-

ются гидроокислами железа и марганца, а образуют самостоятельные минеральные фазы. Источником РЗЭ являются глубинные металлоносные флюиды. Под воздействием этих флюидов происходит образование минеральных фаз РЗЭ как в вулканитах, так в железо-марганцевых корках на поверхности этих пород.

Работа выполнена при поддержке ФЦП «Мировой океан» и гранта ДВО РАН (№ 09-11-УО-07-001).

Секция 4
Петрология магматических и метаморфических комплексов
Дальнего Востока России
Руководитель: д.г.-м.н. Ю.А. Мартынов (ДВГИ ДВО РАН)

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРОГРАММЫ «ПЕТРОТИП»
ДЛЯ ВЫДЕЛЕНИЯ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ТИПОВ
ВУЛКАНА УКСИЧАН (СРЕДИННЫЙ ХРЕБЕТ, КАМЧАТКА)

М.Ю. Мартынова¹, А.Б. Перепелов²

*¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
г. Владивосток, maria-martynova@fegi.ru*

*²Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН,
г. Иркутск, region@igc.irk.ru*

Вулкан Уксичан расположен в тыловом вулканическом поясе Срединного хребта Камчатки. Согласно ранее сложившимся представлениям, формирование вулканического центра происходило с позднего плиоцена по поздний плейстоцен-голоцен (Антипин и др., 1987; Огородов и др., 1972; Перепелов, 1989). Но новые ^{40}Ar - ^{39}Ar датировки (образец ЭС-859, 3,34 млн. лет) (Перепелов, 2009) свидетельствуют о том, что вся постройка Уксичан является среднеплиоценовой.

В формировании вулканического сооружения выделяются следующие стадии: а) стратовулкан (N2), б) щитовой вулкан (N2), в) кальдера-вулкан (N2). На стадии развития стратовулкана накапливаются лавы высококальциевых базальтов (ВК-базальтов), ВК-андезибазальтов и ВК-андезитов. В результате активности щитового вулкана образовались крупные объемы шошонитов, латитов и их игнимбритов. Стадия кальдеры-вулкана связана с мощными извержениями кварцевых латитов и их игнимбритов, приведшими к обрушению центрального блока постройки по системе дуговых разломов. В центральной части вулкана в это время образовался сложный экструзивный комплекс пород (ВК-андезитов латитов, ВК-дацитов, трахидацит трахириодацитов). В завершение деятельности вулкана начинается интенсивная гидротермальная переработка экструзивных пород кальдеры, в результате которой ВК-андезиты и латиты подверглись цеолитизации, алуинитизации, сульфидизации, пропилитизации и окварцеванию, приведшие к образованию, эпитермальной золото-серебряной и полиметаллической минерализации. В плейстоцене и голоцене (Q1-Q2) вблизи разломных зон северо-восточного простирания формировались базальт-андезибазальт-андезитовые щитовые вулканы (гора Чингейнгейн, гора Эбев-Бунаня, гора 1480,8м), а затем – целая группа моногенных шлаковых вулканических конусов ареального типа (Q3-Q4) с потоками магнезиальных базальтов и реже андезибазальтов. Этот этап магматической активности здесь – заключительный.

Разновозрастные лавы в. Уксихана образуют практически непрерывные тренды по главным и малым элементам, что затрудняет выделение петрохимических типов, решение вопросов их происхождения. Чтобы исключить элементы субъективизма, был выполнен систематический анализ петрохимической информации с использованием методики петрохимической типизации магматических пород, разработанной на кафедре МГУ. Эта методика реализована в виде компьютерной программы ПЕТРОТИП, которая позволяет идентифицировать области сгущения составов в пространстве размерности, отвечающей числу заданных для классификации петрогенных оксидов. Петрохимическая типизация проведена для выборки из 166 образцов при использовании 10 петрогенных оксидов в качестве базовых параметров.

Все составы вулканитов сгруппировались в десять типов, равномерно распределенных в пространстве составов. Сопоставляя возрастные комплексы, выделенные по геологическим данным, и группы, полученные при использовании программы ПЕТРОТИП, можно проследить следующие закономерности: фундаменту в основном соответствует группа 4а, стратовулкану – 3б (3а и 2б), щитовому вулкану – 3в, кальдера-вулкану – 4б, поздним щитовым вулканическим постройкам – 1а, ареальным конусам – 1б (1в и 2а). Однако соответствия комплексов и полученных групп не полные. Например, в группе 1а помимо доминирующих породы поздних вулканических построек присутствуют также породы фундамента, стратовулкана и щитового вулкана.

Породы фундамента представлены базальтами, андезито-базальтами, андезитами, андезито-дацитами, дацитами, риодацитами, которые в целом отличаются очень низкие содержания MgO (0,5-2,5 масс. %), CaO (2-5 масс. %) и самые низкие по сравнению с другими группами концентрации Al_2O_3 (14,5-16,5 масс. %), TiO_2 (0,3-0,7 масс. %) и FeO (2,2-5,5 масс. %). Наряду с этим описываемые породы характеризуются высокими содержаниями Na_2O (3,5-4,5 масс. %) и K_2O (1,5-3,2 масс. %).

Стратовулкан представлен базальтами, андезибазальтами, андезитами, для которых характерны низкие концентрации MgO (3,5-5 масс. %), умеренные Al_2O_3 (16,2-18 масс. %), CaO (7-9,2 масс. %), высокие Na_2O (3-4 масс. %), K_2O (1,2-2,7 масс. %), TiO_2 (0,7-1,2 масс. %).

Щитовой вулкан представлен латитами, базальтами, андезито-базальтами, андезито-дацитами, кварцевыми латитами, отличается высокими значениями K_2O (3,5-4 масс. %), Na_2O (3,5-4,5 масс. %), TiO_2 (1-1,2 масс. %), умеренными концентрациями Al_2O_3 (15,8-17,1 масс. %) и сравнительно низкими MgO (1,8-2,8 масс. %) и CaO (4,2-5,5 масс. %). Группа является одной из самых однородных, представленная практически одной статистической группой 3в (19 обр.).

Ареальные вулканические конуса представлены базальтами и андезито-базальтами, от предыдущей группы отличаются высокими значениями MgO (9-11 масс. %), CaO (9-11 масс. %), более высокими значениями Al_2O_3 (16,5-17,5 масс. %) и низкими TiO_2 (0,8-1 масс. %) и значительно более низкими

K₂O (0,7-1,5 масс. %), Na₂O (2,4-3,4 масс. %).

Поздние щитовые вулканические постройки представлены базальтами, андезибазальтами, андезитами. Петрохимия близка к породам ареальных вулканических конусов, хотя отличается более низкими содержаниями MgO (4,5-6,5 масс. %), CaO (8-10,2 масс. %), K₂O (0,2-2,2 масс. %), и слегка более высоким Na₂O (2,8-3,8 масс. %).

Кальдера-вулкан представлен кислыми породами – дацитами, кварцевыми латитами, трахидацитами (габбро – 1 образец). От всех выделенных программой групп, породы кальдера-вулкана отличают самые высокие значения K₂O (3-6 масс. %), Na₂O (4-5,2 масс. %) и самыми низкие – MgO (0,2-1,5 масс. %), CaO (0,5-4,2 масс. %), FeO (1,9-5,8 масс. %). Al₂O₃ характеризует умеренные концентрации (15,5-17,8 масс. %). Породы кальдера-вулкана также являются самыми однородными – 21 образец принадлежит группе 4б.

Таким образом, наиболее однородными петрохимическими группами вулканитов, в составе которых практически отсутствуют породы других возрастных комплексов, характеризуются ареальные конуса, поздние щитовые вулканические постройки, щитовой вулкан, а также кальдера-вулкан. К неоднородным или дисперсным по петрохимическим особенностям можно отнести породы стратовулкана и вулканического фундамента.

Таким образом, тип вулканического сооружения определяет интервал разброса точек на петрохимических диаграммах. Значительные вариации составов вулканитов стратовулкана свидетельствует о высокой степени дифференцированности магматических расплавов, что в свою очередь указывает на существовании периферической магматической камеры. Аналогичной особенностью, по-видимому, отличались и древние вулканические аппараты, сформировавшие серию пород вулканического фундамента.

Щитовой вулкан, ареальные вулканические конуса и поздние щитовые вулканические постройки формировались, по-видимому, в результате быстрого подъема магматического расплава к поверхности, без существенной его задержке и кристаллизационной дифференциации в периферическом очаге, что и обусловило их сравнительно однородный петрохимический состав.

Остаточные кислые лавы кальдера-вулкан, образованные в результате обрушения древнего конуса, вероятно, формировались при участии процессов коровой контаминации, что определяет сравнительно однородный их состав.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта ДВО РАН № 10-3-B-08-202.

Литература

1. Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н., Вاجةевская А.А., Огородова А.С. Вулкан Уксичан в Срединном хребте Камчатки // В кн. Вулканизм и геохимия его продуктов. М.: Наука, 1967. С. 93-111.

2. Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н., Вاجةевская А.А., Огородова А.С. Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки. М.: Нау-

ка, 1972. 191 с.

3. Стефанов Ю.М., Широкий Б.И. Металлогения верхнего структурного этажа Камчатки. М.: Наука, 1980. 104 с.

4. Антипин В.С., Волынец О.Н., Перепелов А.Б., Патока М.Г., Успенский В.А. Геологические соотношения и геохимическая эволюция известково-щелочного и субщелочного вулканизма кальдеры Уксичан (Камчатка) // Геохимия магматических пород современных и древних активных зон. Новосибирск: Наука, 1987. С. 72-81.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕЙМЕЧИТОВ И КОМАТИИТОВ С РАЗНЫХ УЧАСТКОВ МИРА

Т.А. Лотина

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
г. Владивосток, e-mail: venera.2000@mail.ru*

Меймечиты и коматииты являются ультраосновными вулканическими породами. Они были открыты совершенно недавно в середине прошлого века. Породы имеют все признаки вулканического происхождения: соответствующие вулканические структуры (у меймечитов – порфировые, а у коматиитов – спинифекс), специфические химические составы и включают вулканическое стекло. Среди них выделяют два комплекса – меймечиты и коматииты. Меймечиты существенно мезозойские образования и располагаются по окраине древних массивов. В Сибири – Маймеча-Котуйская провинция приурочена к северо-западному краю сибирской платформы. На Дальнем Востоке они распространены по восточному краю Азиатского континента. Сибирские меймечиты имеют верхне-триасовый возраст, дальневосточные – среднеюрский. С меймечитами всегда ассоциируют вулканические и интрузивные щелочные основные породы.

Коматииты получили распространение в докембрийских структурах активизации древних кристаллических массивов, а также были обнаружены в более молодых областях на Камчатке и на островах Тихого океана [1-3]. Доказательством вулканического происхождения этих пород является значительная доля лав, шлаков, трубок взрыва и субвулканических тел. Коматииты всегда сопровождаются толеитовыми базальтоидами. Меймечиты состоят на 70% из крупных (от 5-8 мм) хорошо ограненных кристаллов оливина, которые окружены оторочками серпентина на контактах с основной расскристаллизованной титанавгит-серпентиновой массой с единичными зернами ликвидусного хромита и являются грубо-порфировой массой. В петрохимическом отношении меймечиты являются аналогом коматиитов (в среднем оливин 70-80, клинопироксен – 17-22, шпинелиды, фосфаты, ильменит – 4-15 вес. %), отличаясь от них «щелочной» геохимией (повышенные концентрации Zr, Rb, Ba, U, F, P). Поскольку меймечиты и коматииты – существен-

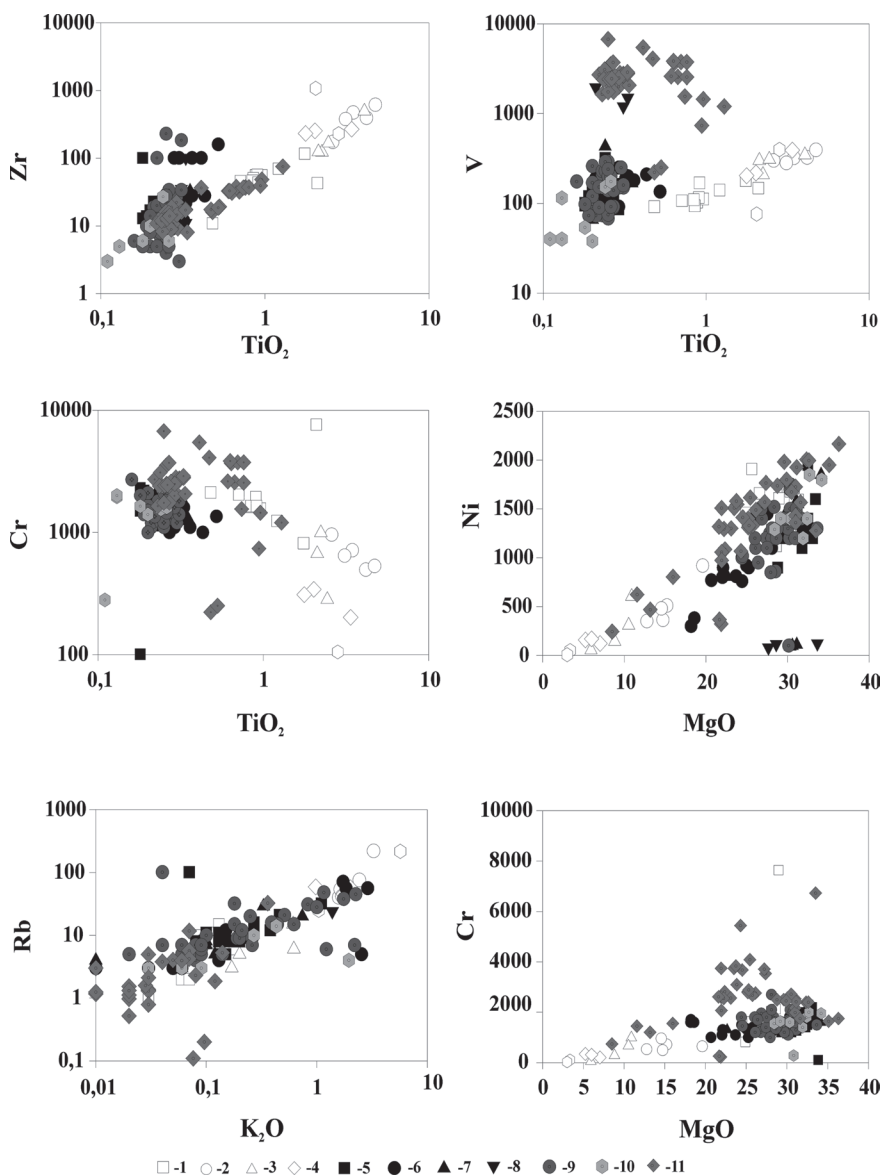


Рис. 1. Парные корреляции в породах.

1-5 – породы меймечит-пикритового комплекса Сихотэ-Алиня: 1 – меймечиты, 2 – пикриты слюдистые, 3 – пикриты, 4 – базальты 5 – гавайиты; 6-11 – породы Камчатки: 6 – меймечиты, 7 – пикриты, 8 – дайки пикритов, 9 – туфы меймечитов, 10 – трубка взрыва пикритов, 11 – включения в меймечитах; 12 – коматииты Barbeton, Canada, China, Finnish Lapland.

но оливиновые породы, то содержание в них сидерофильных элементов (Cr, Ni, Co, V) близки. Коматииты образовались в результате быстрого остывания ультраосновного расплава. Для них наиболее типична структура «спинифекс», которая представляет беспорядочное или радиальное расположение скелетных, дендритовых или клиновидных кристаллов оливина и клинопироксена в серпентинизированной основной массе. Возникновение подобного типа структур объясняется быстрым ростом кристаллов при резком охлаждении силикатного расплава, обогащенного магнием. Химическим парадоксом состава меймечитов и коматиитов является сочетание значительных объемов высокотемпературного оливина (Fa 7-12) и низкотемпературного существенно клинопироксенового стекла при обычном содержании H₂O более 7 масс. %. Отличаются породы по распределению акцессорных элементов. Литофильными элементами обогащены породы меймечитового комплекса (рис. 1). Это объясняется его повышенной щелочностью, и специфическими составами флюидных элементов (F, P, Cl, Co₂). В породах коматиитового комплекса флюидным компонентом являются водород и вода.

Литература

1. Щека С.А., Вржосек А.А. Ультраосновной вулканизм Тихоокеанского пояса и вопросы систематики меймечитов и коматиитов // Вулк. и сейсмол., 1983. № 2. С. 3-15.

2. Щека С.А., Вржосек А.А., Чубаров В.М., Житков А.С., Высоцкий С.В. Меймечиты, коматииты, пикриты: номенклатура формации, состав расплавов // Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований. Изд. СО РАН, 2003. Т. 2. С. 219-220.

3. Shcheka S.A., Vrzhosek A.A., Vysotskiy S.V. Jurassic meymechite-picrite complex of Primorye, Russia: comparative study with komatiite and Japanese picrite suites // Plumes and problems of deep sources of alkaline magmatism. Khabarovsk: FEB RAS, 2003. P. 184-200.

ВАРИАЦИИ СОСТАВА БИОТИТОВ В ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ПЕПЛОВЫХ ТУФАХ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИМОРЬЯ

Е.А. Ноздрачёв, В.К. Попов

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
г. Владивосток, e-mail: nea99@mail.ru*

В настоящее время вопрос о происхождении вулканических пеплов, имеющих площадное распространение и образующих в разрезах неоген-четвертичных аллювиальных отложений мощные и протяженные горизонты в различных регионах мира (Каспийско-Черноморская область, Северная Америка, Дальний Восток России и др.) имеет неоднозначное решение. Для петрогенетической типизации вулканических пеплов – продуктов эксплозивных извержений кислых (риолит-дацитовых) магм важно изучение

состава и типоморфных особенностей породообразующих и аксессуарных минералов, в первую очередь – магнезиально-железистых слюд. В пепловых туфах биотиты являются «сквозным» породообразующим минералом. Это позволяет успешно использовать их для решения как петрогенетических задач так и при корреляции пепловых туфов в разрезах значительно удаленных друг от друга. В настоящем сообщении рассмотрены вариации состава биотитов из разновозрастных генераций пепловых туфов в кайнозойских впадинах юго-западного Приморья.

Аналитическое исследование зерен биотитов проводилось на электронно-зондовом микроанализаторе JXA-8100 (Jeol Ltd., Япония). Обзорный анализ минералов и стекол из пепловых отложений и выбор представительных зерен и областей для изучения проводился с использованием данных энергодисперсионного спектрометра по концентрациям петрогенных элементов (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K). В дальнейшем по измерениям на трех одновременно задействованных волнодисперсионных спектрометрах эти данные уточнялись и дополнялись сведениями о концентрации галогенов (F, Cl). Условия анализа: ускоряющее напряжение 15 кВ, ток зонда 30 нА, диаметр пучка 5 мкм. Общее время набора импульсов в одной точке составляет 120 сек. В качестве стандартных образцов использовались: санидин (Si, Al, Na, K), диопсид (Mg, Ca), ильменит (Ti), оливин (Fe), родонит (Mn) и синтетические минералы: CaF_2 (F), ReRb_2Cl_6 (Cl). Обработка результатов измерений интенсивностей аналитических линий осуществлялась программным обеспечением микроанализатора по методу Oxide-ZAF коррекции. Рассчитанные программным комплексом пределы обнаружения для F и Cl составляют 0,07 и 0,006 масс. %, соответственно. Было выполнено 37 анализов биотитов. Расчет кристаллохимических формул выполнен на основе 22 атомов кислорода. В каждом представительном зерне биотита проводились измерения в трех разных точках, данные по которым усреднялись. Геологическая выборка включала не менее 8-10 зерен биотита. Результаты анализа показали идентичность состава биотитов в каждой из них.

На территории Южного Приморья в бассейне р. Раздольная (Суйфун) позднекайнозойские пепловые отложения впервые были описаны Е.Ф. Малеевым [1]. Последующее изучение позднекайнозойских осадочных и вулканогенных отложений юго-западного Приморья определялось задачами составления региональной стратиграфической схемы. Был определен радиометрический (методом треков) возраст вулканических стекол из пепловых отложений, охватывающий интервал 25,3-10,8 млн. лет [2]. На основании детального изучения ископаемой макро- и микрофлоры в опорных разрезах была пересмотрена возрастная позиция некоторых из них, в ряде впадин выделены новые стратоны [3]. Были получены первые данные по геохимическому составу кислых вулканических пеплов, калий-аргоновые датировки кислых вулканических стекол (обсидианов) [4], установлены необычные минеральные ассоциации в продуктах эксплозивных извержений [7]. Сре-

ди вулканогенно-осадочных пород, выполняющих кайнозойские впадины и представлявшие собой в период от раннего олигоцена до позднего миоцена отдельные седиментационные бассейны, выделяется несколько возрастных генераций вулканических пеплов – олигоценовая, позднеолигоцен-раннемиоценовая, средне- и позднемиоценовая [5].

Нами были изучены биотиты в вулканических пепловых и пемзовых туфах Пушкинской, Павловской и Турьерогской впадин из синеутесовского (поздний олигоцен-ранний миоцен), нежинского (ранний миоцен), новокачалинского (средний миоцен) и усть-суйфунского (поздний миоцен) региональных стратиграфических горизонтов по [3].

Установлены значительные вариации состава слюд по TiO_2 , MgO , $\text{FeO}_{\text{общ}}$, F и Cl, минимальные – по Al_2O_3 и CaO. Минимальная железистость ($f = 38,8\text{--}41,9\%$) биотитов характерна для среднемиоценовых пепловых туфов Турьерогской впадины. Биотиты олигоцен-раннемиоценовых пеплов Пушкинской впадины характеризуются повышенной железистостью ($f = 54,3\text{--}59,5\%$). Железистость биотитов в позднемиоценовых пеплово-пемзовых отложениях возрастает и, кроме того, в различных разрезах изученных впадин варьирует от 64,6–68,3% (Галенковский разрез, м. Песчаный), 68,8–73,4% (разрезы сопки Клепочная, Кипарисово и Нежинского карьера) и до 90,4–91,2% (надугольный горизонт Нежинского месторождения). По соотношению железистости и глиноземистости биотиты относятся к производным гранитоидных магм ильменитового и магнетитового типов по [6] (рис. 1).

Таким образом, выявленные особенности состава биотитов отражают различные петрогенетические типы глубинных источников вулканических пеплов изученных возрастных генераций.

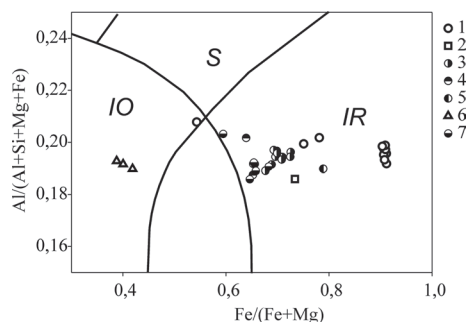


Рис. 1. Точки состава биотитов пепловых туфов юго-западного Приморья в координатах $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Si}+\text{Mg}+\text{Fe})$ и $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ по [6].

Примечание. 1–5 – Пушкинская впадина: 1 – Нежинский угольный карьер, 2 – Кипарисовский разрез, 3 – Нежинский дорожный карьер, 4 – мыс Песчаный, 5 – сопка Клепочная; 6 – Турьерогская впадина, береговые обнажения оз. Ханка; 7 – Павловская впадина, Галенковский разрез. Поля биотитов гранитоидных серий: S – высокоглиноземистых гранитоидов S-типа; IO – магнетитовых и IR – ильменитовых гранитоидов известково-щелочного ряда.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов ДВО РАН № 09-III-A-08-407.

Литература

1. Малеев Е.Ф. Пепловые туфы Суйфунского бассейна // Вестник ДВ Филиала АН СССР, 1938. № 28(1). С. 37-47.
2. Павлюткин Б.И., Ганзей С.С., Пушкарь В.В., Петренко Т.И. Палеоботаническая характеристика и радиометрическое датирование неогеновых отложений Южного Приморья // Стратиграфия. Геол. корреляция, 1993. Т. 1. № 6. С. 40-47.
3. Павлюткин Б.И. Геология и условия формирования кайнозойских отложений континентального Юга дальнего Востока // Автореферат дисс. докт. геол.-мин.наук. Владивосток, 2008. 46 с.
4. Попов В.К., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Чекрызов И.Ю., Брандт И.С., Брандт С.Б. Геохимия позднекайнозойских кислых вулканических пеплов Юго-Западного Приморья и геодинамические обстановки проявления вулканизма // Вулканизм и геодинамика: Материалы III Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Улан-Удэ: Издательство Бурятского научного центра СО РАН, 2006. Т. 2. С. 273-276.
5. Попов В.К. Пепловые туфы из олигоцен-миоценовых отложений юго-западного Приморья: возрастные генерации, особенности распространения, вулканические центры // Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии, 22-27 сентября 2009 года. Петропавловск-Камчатский, 2009. Т. 2. С. 461-464.
6. Путинцев А.В., Григорьев С.И. Состав биотитов из гранитов и петрогенетическая типизация орогенных гранитоидных серий // Записки ВМО, 1993. № 4. С. 18-34.
7. Чекрызов И.Ю., Максимов С.О. Роль эндогенных углеродсодержащих флюидных систем в проявлениях эксплозивного вулканизма Юго-Западного Приморья // Доклады VIII Международной конференции «Новые идеи в науках о Земле». Москва, 2007. Т. 3. С. 310-313.

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ И МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ МАРГАНЦЕВОСИЛИКАТНЫХ ПОРОД ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИХОТЭ-АЛИНЯ

Е.В. Перевозникова

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

Марганцевосиликатные породы образовались в результате контактового метаморфизма кремнисто-родохрозитовых пород (литифицированных металлоносных осадков). Они имеют региональное распространение в южной части Сихотэ-Алиня. Их выходы изучены в Малиновском (Горная площадь), Ольгинском (Широкопаднинская и Мокрушинская площади) и Дальнегорском

(Садовая площадь) рудных районах. Линзообразные и пластовые тела марганцевосиликатных пород залегают в яшмах верхнеанизийского-ладинского ярусов или фациально замещают яшмовые горизонты триасовой кремневой формации [5]. Марганцевосиликатные породы обычно имеют микрокристаллическое строение и розовую, коричневую, желтую или светло-серую окраску в зависимости от их минерального состава. Для них характерны массивная, полосчатая, волнисто-полосчатая и пятнистая текстуры, обусловленные, главным образом, химической неоднородностью исходных отложений.

Марганцевосиликатные породы сложены преимущественно пироксеноидами, к которым относятся родонит, пироксмангит и бустамит, а также кварцем и спессартином. Кроме того, встречаются тефроит, манганактинолит, марганцовистые амфиболы куммингтонит-грюнеритового изоморфного ряда, манганпиросмалит, пиропанит, манганаксинит, пироксен иогансенит-диопсид-геденбергитовой серии, полевые шпаты и флогопит [1-5]. Гранат встречается в марганцевосиликатных породах всех площадей и относится к альмандин-гроссуляр-спессартиновой разновидности. В его составе обычно преобладает спессартиновый минал. Содержание альмандинового минала невелико (до 20 мол. %), а гроссулярового достигает 40 мол. %. Встречается ванадиевая разновидность спессартина. Содержание V иногда достигает 0,64 ф.е. Ванадий замещает Al в октаэдрических позициях. Флогопит отличается высоким для этого минерала содержанием Mn (до 3,57% массы) и присутствием Ba. Особенностью флогопита Широкопадинской площади является очень высокое содержание Ba – до 10,89% массы BaO и отсутствие Ni, тогда как в флогопите Горной площади присутствуют оба элемента, но в качестве незначительной примеси (0,1% массы). Тефроит Широкопадинской площади во всех парагенезисах отличается невысоким содержанием Fe и Mg. Количество фаялитового минала изменяется от 12,5 до 23,4 мол. %, форстеритового – от 5,1 до 8,8 мол. %. Манганпиросмалит – очень редкий слюдоподобный, богатый хлором силикат Mn и Fe. В марганцевосиликатных породах Широкопадинской площади присутствует необычная фторсодержащая разновидность этого минерала. Содержание фтора достигает 1,94% массы. В породах Широкопадинской и Горной площадей присутствуют Ba-содержащие полевые шпаты и слюды. На Горной площади распространен барийсодержащий калиевый полевой шпат – гиалофан. Содержание цельзианового минала в нем достигает 23,8 мол. %. На Широкопадинской площади изредка встречается цельзиан.

По температурным условиям кристаллизации парагенезисы марганцевосиликатных пород делятся на две группы – высокотемпературную и средне-низкотемпературную. Минералогическими признаками парагенезисов этих групп является сосуществование пироксенов с пироксеноидами для первой группы и пироксеноидов с амфиболами, аксинитом, карбонатом и другими минералами, кристаллизующимися при невысокой температуре, для второй группы. Бустамит в парагенезисах второй группы неустойчив – вместо

него присутствуют перечисленные выше богатые кальцием минералы. Высокотемпературные парагенезисы сменялись средне-низкотемпературными по мере понижения температуры с течением времени или с удалением от контактов интрузий.

Парагенезисы Широкопаднинской площади отличаются от парагенезисов других площадей высокой кальциевостью и железистостью, что выражается в присутствии клинопироксена, бустамита, манганаксинита, манганактинолита, магнетита, мангангрюнерита и других богатых Са или Fe минералов. Для парагенезисов Горной площади характерны низкие кальциевость и железистость, повышенная магнезиальность и высокое содержание щелочей, для них типичны богатые Mg и щелочами минералы (манганкуммингтонит, богатые Mg родонит и пироксмангит, альбит, калишпат, гиалофан и флогопит).

Литература

1. Казаченко В.Т. Петрология и минералогия гидротермальных марганцевых пород Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2002. 250 с.
2. Казаченко В.Т., Мирошниченко Н.В., Перевозникова Е.В., Карабцов А.А. Сихотэ-Алинь как возможная провинция гидротермально-осадочных месторождений золота, серебра, платиноидов, олова, цинка, свинца и вольфрама. ДАН, 2006. Т. 410. № 1. С. 75-82.
3. Казаченко В.Т., Мирошниченко Н.В., Перевозникова Е.В., Карабцов А.А. Приморье – новый перспективный регион России с золото-палладий-платиновым оруденением нетрадиционного типа. ДАН, 2009. Т. 425. № 5. С. 651-655.
4. Казаченко В.Т., Сапин В.И. Марганцевая минерализация в рудных месторождениях Востока СССР. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. 196 с.
5. Перевозникова Е.В. Марганцевосиликатные породы рудных районов южного Сихотэ-Алиня // Автореферат канд. диссертации. Владивосток: Дальнаука, 2010. 28 с.

Секция 5

Физико-химические методы исследований в геологии

Руководитель: к.г.-м.н. А.А. Карабцов (ДВГИ ДВО РАН)

АНАЛИЗ ПРИРОДНЫХ ВОД МЕТОДОМ ИОННОЙ ХРОМАТОГРАФИИ

М.Н. Безроднова

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
г. Владивосток, e-mail: mafa777@bk.ru*

Цель работы – оптимизация ионохроматографического анализа природных вод различных типов.

Для определения анионов (F^- , Cl^- , NO_2^- , Br^- , NO_3^- , SO_4^{2-}) и катионов (Li^+ , Na^+ , NH_4^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}) использовался хроматограф LC-Aвр фирмы «Shimadzu» Class VP. Принцип действия хроматографа основан на разделении ионов анализируемой пробы в ионохроматографических колонках и последующем измерении содержания компонентов пробы с помощью кондуктометрического детектора.

Изучалось влияние природы, состава и концентрации компонентов ряда рекомендованных элюентов для колонки IC-A1 на ИХ разделение и определение анионов. Учитывалось: время выхода водного пика, т.к. он может влиять на положение пика фторида; наличие шума, дрейфа, которые могут искажать результаты микроконцентраций; время выхода системного пика, который может влиять на форму пика сульфат-иона и искажать результаты определения; время пробега образца и время подготовки колонки к следующему замеру. На основе анализа ошибок, связанных с природой, составом и концентрацией элюентов и анализируемых образцов, были выбраны оптимальные элюенты для различных типов вод:

1. элюенты: фталевая кислота + ТРИС, D-маннит + ТРИС + борная кислота, p-N, N-гидроксibenзойная кислота + 2 диэтиламиноэтанол – для речных, подземных и снеговых вод (причем два последних рекомендуются при анализе маломинерализованных вод);

2. все опробованные элюенты (за исключением бифталата калия) для термально-подземных вод;

3. элюент фталевая кислота + ТРИС для горячих термальных источников и гидрокарбонатных вод;

4. технология замера гидрокарбонатных вод сводится к анализу образцов: неразбавленных – не подкисленных и подкисленных до $pH = 5$; разбавленных – не подкисленных и подкисленных до $pH = 5$.

Изучалось влияние концентрации компонентов элюентов: винная или лимонная с дипикотиновой и борной кислотами на ионохроматографическое разделение и определение катионов на колонке УК-421. При использовании

двух равнозначных мобильных фаз для катионообменной колонки наблюдалась большая зависимость времени удерживания ионов кальция и магния от их концентрации. Поэтому концентрация дипиколиновой кислоты была увеличена и вышеупомянутая зависимость уменьшилась до допустимой величины. Установлено:

1. элюент с составом 5мМ лимонной кислоты + 2мМ дипиколиновой кислоты + 24мМ борной кислоты является оптимальным для всех типов вод;
2. технология замера гидрокарбонатных вод сводится к анализу образцов: подкисленных до pH = 4-5 во избежание потерь кальция.

Изучалось влияние pH исследуемых образцов и их разбавления на ионохроматографическое разделение и определение катионов. Установлено, что при $\text{pH} \leq 3$ влияние шума, дрейфа и флуктуации базовой линии усиливается, что приводит к ошибочному расчету площади пиков и искажению определения концентраций ионов металлов или к невозможности их определения.

Таким образом:

1. Для каждого типа вод при ионохроматографическом определении концентрации анионов и катионов рекомендованы оптимальные составы элюентов.
2. Оптимизированы технологии замера при ионхроматографическом определении катионов и анионов в различных типах вод.

ПРИМЕНЕНИЕ ТОС-АНАЛИЗАТОРОВ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ ОРГАНИЧЕСКИХ СОЕДИНЕНИЙ В ВОДЕ

С.А. Зорин, М.Г. Блохин, Н.А. Харитонов

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
г. Владивосток, e-mail: Stive01@mail.ru*

Критерием качества воды является степень ее загрязненности различными примесями или контаминантами. Всего можно выделить четыре класса основных контаминантов:

- соли различных металлов;
- органические примеси;
- механические примеси (частицы, коллоиды);
- микроорганизмы.

Для характеристики этих примесей применяются различные показатели чистоты воды. Одним из основных является показатель содержания ООУ (Общий Органический Углерод, англ. ТОС – Total Organic Carbon).

Общий органический углерод – достаточно надежный показатель содержания в природных водах органических примесей, в среднем численно равный 50% массы органических веществ. В природных поверхностных водах значения органического углерода могут колебаться от 1 до 20 и даже до нескольких сотен мг/л (в болотистых водах).[1] Согласно СанПиН 2.1.4.1116-02 содержание ООУ в питьевых водах первой категории не должно превышать 10мг/л [2].

Состав и содержание органических веществ в природных водах определяется совокупностью многих различных по своей природе и скорости процессов: посмертных и прижизненных выделений гидробионтов; поступления с атмосферными осадками, с поверхностным стоком в результате взаимодействия атмосферных вод с почвами и растительным покровом на поверхности водосбора; поступления из других водных объектов, из болот, торфяников; поступления с хозяйственно-бытовыми и промышленными сточными водами [1].

Концентрация органического углерода подвержена сезонным колебаниям, характер которых определяется гидрологическим режимом водных объектов и связанными с ним сезонными вариациями химического состава, временными изменениями интенсивности биологических процессов. В придонных слоях водоемов и поверхностной пленке содержание органического углерода может значительно отличаться от его содержания в остальной массе воды.

Поскольку определить содержание каждого органического компонента невозможно, применяются суммарные показатели для оценки общего органического загрязнения, например ХПК – химическое потребление кислорода и БПК – биологическое потребление кислорода.

ХПК – это количество кислорода, необходимое для химического окисления органических веществ в воде, при использовании сильного окислителя (бихромата калия). Кроме органических веществ в результат измерения ХПК входят нитрит, бромид, иодид, ионы некоторых металлов и некоторые соединения серы. Некоторые органические соединения (например, бензол) относительно устойчивы к бихроматному окислению и занижают ХПК.

Показатель БПК представляет собой часть органического вещества, которая может быть разложена действием микроорганизмов за определенный период времени при температуре 20 °С. Обычно этот период времени составляет 5 суток, поэтому показатель имеет соответствующий индекс, т.е. БПК₅. Ясно, что тест БПК слишком медленный, чтобы использовать его для управления процессом. К тому же, если в пробе присутствуют соединения аммиака, результат БПК сильно завышается вследствие микробиологического окисления аммиака до NO₃.

В 1930-1938 гг. была установлена целесообразность применения показателя ТОС (общий органический углерод) для оценки качества воды, но его реализация на практике была затруднена из-за сложности методологии.

Основными задачами методологии определения ТОС являются:

- подбор надежного способа перевода любых присутствующих в пробе воды углеродсодержащих молекул в однотипные частицы;
- подбор средства измерения концентрации этих однотипных углеродсодержащих частиц.

В 1960 г. разработан практически важный метод, основанный на ИК-детектировании. Если принять, что в качестве однотипной углеродсодержащей частицы будет использоваться молекула CO₂, эффективным средством измерения концентрации этих молекул может быть бездисперсионный ин-

фракрасный детектор.

В 1972-1973 гг. разработаны серийные ТОС-анализаторы.

Конструкции современных ТОС-анализаторов предусматривают следующие способы количественного определения CO_2 :

- измерение поглощения ИК-излучения с помощью бездисперсионного инфракрасного детектора;
- измерение электропроводности с помощью кондуктометрического детектора.

Конструкции современных ТОС-анализаторов предусматривают следующие способы превращения углеродсодержащих молекул в молекулы CO_2 :

- термоокисление (сжигание) в присутствии катализатора;
- химическое окисление в сочетании с УФ-облучением и нагревом в пределах 100°C .

Теоретически соотношение ХПК/ТОС составляет 2,67 (основываясь на соотношении атомных масс O_2/C). На практике соотношение ХПК/ТОС может быть завышено (вплоть до 3,5 при высоком содержании в пробе окисляемых неуглеродных веществ), а в редких случаях может быть и несколько ниже (до 2,5).

Принцип действия современного ТОС-анализатора основан на окислении органического углерода в воде до диоксида углерода посредством сжигания, добавлением подходящего окислителя, окислением УФ или другим излучением с высокой энергией. Диоксид углерода, полученный при окислении, определяется либо непосредственно, либо после восстановления до метана. Определение CO_2 проводится методами инфракрасной спектроскопии, теплопроводности, кондуктометрии, кулонометрии или пламенно-ионизационным детектором (в случае перевода в метан). Однако следует помнить, что при использовании УФ излучения занижение результатов может наблюдаться в случае присутствия в пробе гуминовых соединений. Применение УФ-метода в сочетании с кислородом в качестве окислителя ограничивается пробами воды с низкой концентрацией ТОС. Метод окисления с использованием УФ излучения не применим для взвесей, в т.ч. для определения целлюлозы (тест EN 1484 на возможность анализа проб, содержащих взвешенные частицы размером до 100 мкм).

Таким образом, современные анализаторы общего органического углерода являются своевременным и высокоэффективным ответом на требования международных и национальных нормативных документов о замене устаревших показателей (ХПК, БПК и т. п.), лишь косвенно оценивающих содержание общего углерода, на методы прямого определения его концентрации.

Литература

1. Гусева Т.В., Молчанова Я.П., Заика Е.А. и др. Гидрохимические показатели состояния окружающей среды. М.: Эколайн, 2000. 61 с.
2. СанПиН 2.1.4.1116-02. Питьевая вода. Гигиенические требования к качеству воды, расфасованной в емкости. Контроль качества. М.: Минздрав России, 2002.

ОЦЕНКА ВОЗМОЖНОСТЕЙ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КОНЦЕНТРАЦИЙ LA, CE, ND В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБРАЗЦАХ НА СПЕКТРОМЕТРЕ S4 PIONEER

Е.А. Ноздрачёв

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
г. Владивосток, e-mail: nea99@mail.ru*

Редкоземельные элементы, являясь группой элементов с очень схожими химическими характеристиками, играют важную роль в геохимических исследованиях. Уровень содержаний некоторых легких редкоземельных элементов (La, Ce, Nd) в ряде геологических образцов позволяет проводить рентгенофлуоресцентные определения их концентраций по K- и L-линиям рентгеновских спектров этих элементов. Возможности таких определений по L-линиям этих элементов ($La L_{\alpha 1}$, $Ce L_{\beta 1}$, $Nd L_{\alpha 1}$) были исследованы на рентгенофлуоресцентном сканирующем спектрометре S4 Pioneer (Bruker AXS, Германия). Пробоподготовка к рентгеноспектральному анализу состояла в прессовании 7 грамм порошкообразного образца под давлением в 30 тонн в таблетку диаметром 40 мм. Условия измерений: рентгеновская трубка с Rh-анодом, напряжение 40 кВ, ток 75 мА, кристалл-анализатор LiF220, коллиматор Соллера с расходимостью $0,23^\circ$. Время набора импульсов на аналитических линиях и фоне – 300 с.

Основная трудность при определении концентраций La, Ce, Nd связана с близким взаимным расположением их L-линий и наличием в рассматриваемой области рентгеновского спектра мешающих аналитических линий других элементов (рис. 1). Чтобы учесть данные факторы в расчетах концентраций элементов выявлялись наиболее характерные возможные наложения линий и изучалось поведение фонового излучения для разного матричного наполнителя с использованием разнообразных по составу геологических образцов.

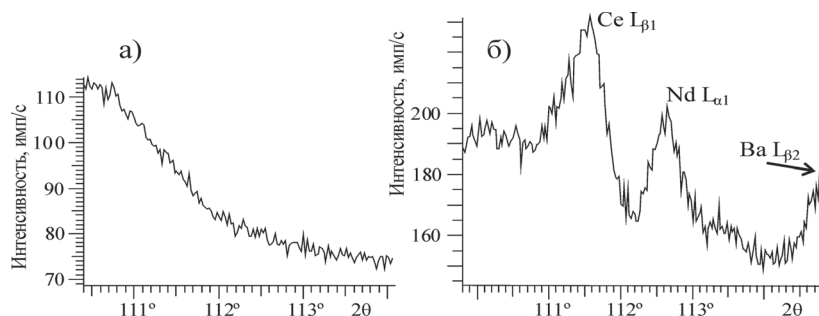


Рис. 1. Участок рентгеновского спектра в окрестности аналитических линий церия и неодима: а) геологический образец с высоким содержанием кальция и отсутствием аналитических линий; б) геологический образец с видимыми аналитическими линиями.

Аналитическая линия $\text{La } L_{\alpha 1}$ ($2\theta = 138,90^\circ$) неотделима в спектре от линии $\text{Cs } L_{\beta 4}$ ($2\theta = 138,96^\circ$). Величина вклада от линии $\text{Cs } L_{\beta 4}$ определялась пропорционально измеряемой интенсивности линии $\text{Cs } L_{\beta 1}$ ($2\theta = 141,00^\circ$). В спектре вблизи аналитической линии $\text{Ce } L_{\beta 1}$ ($2\theta = 111,71^\circ$) идентифицируется недиаграммная линия титана ($2\theta = 111,25^\circ$). С присутствием кальция в образце связано видимое на спектре резкое уменьшение (скачок) интенсивности фонового излучения наблюдающееся в узком диапазоне углов от $2\theta = 110,80^\circ$ до $2\theta = 112,20^\circ$ (рис. 1). Расположение в этом же диапазоне линии $\text{Ce } L_{\beta 1}$ искажает результаты определения Ce в кальцийсодержащих образцах независимо от выбранных углов, способов измерения и расчета фона под аналитической линией. Величина вклада от линии титана и скачка, связанного с присутствием кальция, определялась пропорционально интенсивностям линий $\text{Ti } K_{\alpha}$ и $\text{Ca } K_{\alpha}$ соответственно. Помимо того, что для аналитических линий $\text{Ce } L_{\beta 1}$ ($2\theta = 111,71^\circ$) и $\text{Nd } L_{\alpha 1}$ ($2\theta = 112,75^\circ$) желательна коррекции на их взаимное наложение, при анализе образцов с высоким содержанием бария также необходимо учитывать присутствие L_{III} – края поглощения Ba ($2\theta = 112,13^\circ$) и линий $\text{Ba } L_{\beta 7,9}$ ($2\theta = 113,47^\circ$), $\text{Ba } L_{\beta 2}$ ($2\theta = 115,23^\circ$).

По результатам проведенного исследования были выбраны точки измерения интенсивностей фоновых излучений. Установка их одинаковыми для пар близкорасположенных линий $\text{La } L_{\alpha 1}$, $\text{Cs } L_{\beta 1}$ ($2\theta = 137,90^\circ$; $142,00^\circ$) и $\text{Ce } L_{\beta 1}$, $\text{Nd } L_{\alpha 1}$ ($2\theta = 110,60^\circ$; $113,90^\circ$) позволила сократить время эксперимента.

Для построения калибровочных кривых на La , Ce , Nd использовались 12 стандартных образцов горных пород. Необходимые поправки на наложения и учет матричных эффектов проводились по данным полуколичественного анализа на Cs , Ba , петрогенные элементы. Теоретические пределы обнаружения La , Ce и Nd , рассчитанные с учетом величины фонового излучения, удельной интенсивности и времени набора импульсов составили 4, 10 и 5 г/т, соответственно.

Проведенные по данной методике определения концентраций La , Ce и Nd в ряде стандартных образцов не выявили значительных отклонений (более 10 отн. %) от аттестованных значений при содержании элемента выше 30 г/т (табл.).

Полученные аналитические данные указывают на то, что количественные определения концентраций легких редкоземельных элементов (La , Ce , Nd)

Элемент	BE-N		JG-1a		JR-3		JSI-1		MA-N		JF-1		JGb-2		JSy-1	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
La	87	82	20	21	173	179	28	29	1	1	4	3	1	2	2	1
Ce	146	152	43	45	320	327	59	61	8	10	6	4	3	3	9	3
Nd	66	70	19	20	103	107	30	29	3	0,4	2	1	4	2	5	1
Примечание: 1 – определяемые и 2 – аттестованные концентрации элементов в стандартных образцах.																

в горных породах на спектрометре S4 Pioneer возможны при содержаниях La, Nd от 15 г/т и Ce от 30 г/т. В этом случае результаты рентгенофлуоресцентного анализа соответствуют третьей категории точности по ОСТ 41-08-205-99.

ВАРИАЦИИ СОСТАВА МИНЕРАЛОВ МЕТЕОРИТА ОМОЛОН

Т.В. Субботникова, О.Т. Соцкая, А.А. Плешкевич

*Северо-Восточный комплексный
научно-исследовательский институт ДВО РАН,
г. Магадан, E-mail: camebax@neisri.ru*

Результаты настоящего исследования представляют собой опыт изучения состава минералов в пограничных зонах плесситового поля металлической части палласита Омолон, для выявления количественного соотношения Fe и Ni составляющих.

Палласит Омолон – падение 16 мая 1981 года. Его основная масса (около 250 кг) была доставлена в Музей естественной истории СВКНИИ ДВО РАН, где она и экспонируется, в 1990 г. По результатам изучения первых фрагментов метеорита [1] было установлено, что по составу минералов и структурам он вполне сопоставим с палласитами главной группы, а выявленные в нем деформационные структуры позволили с достаточной долей уверенности отнести метеорит к ударным и нагретым.

Для изучения был выбран участок (2×1,8 мм) плесситового поля преимущественно мартенситовидной и микрооктаэдритовой структур. Отмечены неравномерная ширина и разрывы тэнитовой каймы, «вдвинутые» в нее зерна шрейберзита, грануляция камасита в микробалках в участке с микрооктаэдритовой структурой.

Химический анализ метеорита был выполнен в СВКНИИ ДВО РАН (г. Магадан) на приборе QEMSCAN с использованием системы рентгеновского микроанализа Quantax. Применялся стандартный для системы Quantax метод P/B-ZAF. Применяемый количественный анализ выполняется методом фундаментальных параметров по количественной оценке характеристического рентгеновского излучения (рентгеновских пиков), а также фона тормозного излучения. Отношение локальных пиков к фону (P/B означает Peak/Background – отношение Пик/Фон) являются входными данными в модифицированном методе матричной ZAF-коррекции. Анализ методом P/B-ZAF является самокалибрующимся методом. Поскольку характеристическое рентгеновское излучение и фон тормозного излучения подвергаются одному и тому же эффекту поглощения, то метод P/B-ZAF является относительно малочувствительным к локальному наклону образца в точке анализа и состоянию поверхности образца [2].

Проведенные исследования позволили более детально изучить состав на границе фаз камасит – тэнит и камасит-шрейберзит.

Камасит, окружающий плесситовое поле, состоит 92% Fe и 6% Ni. Гра-

Таблица 1

Химический состав камасита, тэнита и шрейберзита
(«Qemscan», аналитики Т.В. Субботникова. и О.Т. Соцкая)

Минерал	Fe	Ni	P	Сумма	Примечание
Камасит	93,69	6,11	—	99,79	Камасит вокруг плесситового поля
	92,49	6,86	—	99,35	
	93,64	5,72	—	99,36	
	94,13	5,69	—	99,82	
	92,72	6,47	—	99,19	
	93,15	6,58	—	99,73	Гранулы камасита в балках каймы тэнита
	93,98	6,45	—	100,43	
	93,72	5,97	—	99,69	
Тэнит	75,86	23,99	—	99,84	Кайма тэнита при приближении к плесситовому полю
	70,08	30,48	—	100,56	
	78,99	20,65	—	99,64	
	62,17	37,02	—	99,19	
	64,36	33,31	—	97,68	Кайма тэнита при приближении к камаситу
	64,67	35,38	—	100,05	
	72,24	28,70	—	100,94	Тэнитовая кайма вдоль гранул камасита в центре плесситового поля
	62,17	37,30	—	99,47	
Граница камасит-тэнит	70,89	29,02	—	99,01	
	56,20	44,09	—	100,29	
	52,19	47,64	—	99,83	
	49,10	49,89	—	98,99	
	50,29	48,48	—	98,77	
	49,88	48,78	—	98,65	
Плесситовое поле	80,42	20,25	—	100,67	Срастание тончайших зерен камасита и тэнита
	67,78	32,06	—	99,85	
	90,77	5,05	-	95,82	
Шрейберзит	40,31	43,80	15,45	99,56	Зерно 1 шрейберзита в камасите
	39,67	45,89	15,37	100,93	
	39,60	46,71	15,30	101,61	Зерно 2 шрейберзита в камасите
	38,15	44,58	15,10	97,82	
	39,81	44,29	15,13	99,23	

нулированный камасит, находящийся в микробалках в центре плесситового поля, по составу идентичен крупным зёрнам камасита (см. табл. 1). Тэнит присутствует в виде узкой полосы вдоль плесситового поля. Он содержит около 70% Fe и 30% Ni. При приближении к плесситовому полю увеличивается содержание железа (до 78%) и соответственно уменьшается содержание

никеля (до 20%). Плесситовое поле представляет собой срастание тончайших выделений камасита и тэнита (см. табл.). Шрейберзит образует вытянутые зёрна в камасите. Химический состав минерала (40% Fe, 44% Ni, 15% P) характеризуется высоким содержанием никеля (см. табл.).

Распределение основных элементов хорошо иллюстрируется при использовании функции элементного картирования (рис. 1).

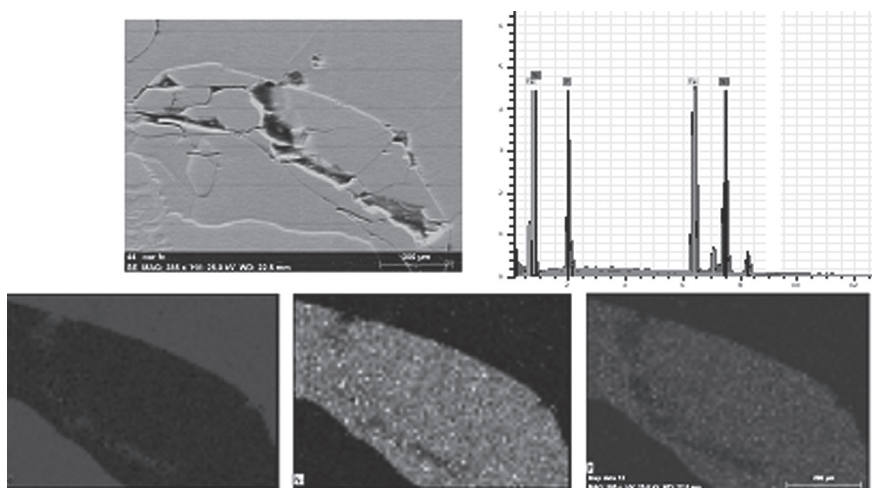


Рис. 1. Зерно 2 шрейберзита в камасите. Вид во вторичных электронах и в характеристическом излучении Fe, Ni, P.

Литература

1. Пляшкевич А.А., Савва Н.Е., Павлов Г.Ф. Омолон – первый палласит Северо-Востока СССР // ДАН СССР, 1991. Т. 318. № 1. С. 197-202.
2. Quantax User Manual. Bruker-AXS Microanalysis GmbH, Berlin, Germany, 2006. 230 p.

ИССЛЕДОВАНИЕ КИСЛОРОДНОГО РЕЖИМА ГРАНУЛИТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА МЕТОДОМ МИНИМИЗАЦИИ ПОТЕНЦИАЛА ГИББСА

О.И. Шарова, В.О. Худоложкин

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
г. Владивосток, e-mail: sharova_o@mail

Задача. Изучение кислородного режима играет важную роль для выяснения петрогенеза метаморфических пород, поскольку окислительно-восстановительный потенциал, задаваемый летучестью кислорода, является важным фактором, влияющим на формирование фазового и минерального состава ассоциаций. Проводилось исследование фугитивности кислорода

и механизма формирования режима вполне подвижности или инертности кислорода, методом минимизации энергии Гиббса.

Объект. Использовались образцы метаморфических пород гранулитовой фации из Охотского, Чогарского комплексов и Ларбинской глыбы, для которых известны химические анализы пород, составы минералов, фазовые составы минеральных парагенезисов и Р-Т-условия их образования [1] (предоставлены Авченко О.В.).

Метод. Для решения проблем, связанных с оценкой кислородного режима метаморфизма применен метод минимизации термодинамических потенциалов, реализованный с помощью выпуклого программирования в программном комплексе «Селектор-С» [2]. Создавалась двухрезервуарная модель (система флюид-порода). Первый резервуар (флюид) содержит переменные количества H_2O , CO , O_2 , CO_2 , H_2 , CH_4 и углерода. При заданных значениях РТ восстановленный флюид из первого резервуара поступает во второй, где находится реальный состав метаморфической породы в виде мольных количеств независимых компонентов – SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , H_2O . Составы метаморфических пород, выбранные для моделирования представлены в табл. 1.

Таблица 1

Состав изученных образцов метаморфических пород

№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^+	H_2O^-	П.п.п.	Σ
10в	45,60	0,25	9,81	3,45	24,84	0,80	8,66	2,16	0,81	0,67	0,06	–	0,22	–	97,33
143	72,88	0,25	9,73	4,71	2,80	0,05	5,94	0,34	0,25	1,00	0,12	–	–	1,53	99,60
73в	64,60	0,22	7,16	0,65	17,94	0,17	6,00	0,31	0,05	0,53	0,26	–	0,06	0,08	98,03
1159/ 2-а	68,95	0,56	15,56	0,86	3,90	0,08	3,36	1,90	2,45	1,34	0,07	–	0,06	0,64	99,73
127-г	65,78	0,55	18,13	3,16	2,46	0,22	2,95	1,46	1,88	1,55	0,11	1,42	0,14	–	99,81
136-е	47,96	1,26	14,84	5,54	9,65	0,27	5,61	10,25	2,58	0,46	0,15	–	–	1,24	99,81
СЧ- 9/129	46,30	2,25	12,56	6,85	11,00	0,29	6,58	10,51	2,08	0,28	0,33	0,07	–	0,25	99,42
СЧ- 5/58	44,35	1,47	15,17	5,62	10,81	0,16	8,16	11,09	1,55	0,43	0,19	0,01	–	0,88	99,93
39-е	47,62	0,57	9,28	15,20	15,84	0,56	3,37	2,54	0,74	1,07	0,10	–	0,24	1,64	98,77
А-138	48,71	0,6	8,64	19,03	13,6	0,47	3,59	2,34	0,7	0,99	0,16		0,13	1,00	99,96

Образцы изучены на электронно-зондовом микроанализаторе JXA-8100 (анализатор INCA). Рассчитаны состав минералов и Р-Т-условия при помощи программы PET [3] (Petrological Elementary Tools). Для получения модельного парагенезиса (*моделей решения*) адекватных природным ассоциациям в расчетах использованы термодинамические данные около 70 главных компонентов – минералов (из баз данных Холланда и Пауэлла) и термодинамические свойства газовых компонентов (из базы данных Рида).

Таблица 2

Сопоставление реального (1) и модельного (2) состава минералов

№ обр.	X_{Fe}^{Gr}		X_{Fe}^{Opx}		X_{Fe}^{Bi}		X_{An}^{Pl}		X_{Ca}^{Gr}		X_{Fe}^{Cpx}		X_{Fe}^{Hb}	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
10в	0,82	0,81	0,63	0,61	0,58	0,53	0,40	0,40	0,11	0,12	–	–	–	–
143	0,57	0,56	0,30	0,35	0,27	0,27	0,27	0,30	0,04	0,02	–	–	–	–
73в	0,78	0,76	0,60	0,56	0,50	0,47	–	–	0,013	0,028	–	–	–	–
1159/2-а	0,53-0,57	0,56	–	–	0,18-0,24	0,27	0,29	0,29	0,025-0,027	0,027	–	–	–	–
127-г	0,73	0,70	–	–	0,35	0,37	0,30	0,28	0,06	0,04	–	–	–	–
СЧ-9/129	0,80	0,80	0,53	0,56	–	–	0,35	0,35	0,18	0,18	0,44	0,40	–	0,36
СЧ-5/58	0,57	0,59	–	–	–	–	0,35	0,35	0,18	0,21	0,31	0,23	–	0,41
136-е	0,80	0,80	0,51	0,57	–	–	0,49	0,48	0,20	0,27	0,42	0,41	0,59	0,53
39-е	0,81	0,82	0,65	0,60	–	–	0,35	0,35	0,16	0,19	–	–	–	–
A-138	0,80	0,79	0,16	0,12	0,43-0,57	0,43	0,44-0,49	0,47	0,16	0,12	–	–	0,46	0,50

Таблица 3

Расчетные значения потенциалов кислорода fO_2^{I-III}
для наблюдаемых (1) и модельных (2) минеральных парагенезисов

№ обр.	№ п/п	Минеральный парагенезис	P, бар	T °C	$lgfO_2^I$	$lgfO_2^{II}$	$lgfO_2^{III}$	$lgfO_2^{IV}$
	1	2	3	4	5	6	7	8
10в	1	Gr+Opx+Pl+Bi+Q – образец	6200	740	-16,9	-17	-12,7	-17
	2	Gr ₂₂ +Opx ₅₂ +Pl ₁₆ +Bi _{7,8} +Q _{1,1} +Ilm _{0,3} – решение						
143	1	Gr+Opx+Pl+Bi +Cord+Q+Rt	5200	740	-16,7	-17,2	-11,4	-17,2
	2	Gr ₁₄ +Opx ₄ +Pl _{3,4} +Bi _{9,3} +Cord ₉ +Q _{59,9} +Rt _{0,2}						
73в	1	Gr+Opx+Kfs+Bi+Q	5000	700	-17,8	-18	-14	-18
	2	Gr _{21,9} +Opx _{22,9} +Kfs _{1,0} +Bi _{4,9} +Q ₄₉ +Ilm _{0,3}						
1159/2-а	1	Gr+Pl+Bi+Sill+Kfs+Q +Ilm+Rt	7000	750	-16,4	-16,7	-11,6	-16,7
	2	Gr _{7,7} +Pl _{31,4} +Sill _{4,8} +Kfs _{0,5} +Bi _{11,9} +Q ₄₃ +Rt _{0,4} +Gph						
127-г	1	Gr+Pl+Bi+Sill+Q	6800	700	-17,5	-17,7	-11,1	-17,8
	2	Gr _{7,5} +Pl _{24,7} +Bi _{14,5} +Sill _{10,5} +Q _{42,5} +Rt _{0,1}						
СЧ-9/129	1	Gr+Opx+Cpx+Hb+Pl+Mt+Ilm	7500	750	-14,9	-15,6	-11,8	-16,7
	2	Gr _{19,8} +Opx ₁₀ +Cpx _{24,7} +Hb _{13,5} +Pl ₂₈ +Ilm _{3,4}						
СЧ-5/58	1	Gr+Cpx+Hb+Pl+Mt+Ilm	12000	900	-9,9	-12,5	-7,7	-13,6
	2	Gr ₄₀ +Cpx _{22,7} +Hb ₁₆ +Pl _{18,6} +Ilm _{2,5}						
39-е	1	Gr+Opx+Kfs+Pl+Q+Mt+Ilm	6500	710	-13,7	-16,7	-13	-16,7
	2	Gr _{31,5} +Opx _{15,6} +Kfs _{17,6} +Pl _{0,03} +Q _{24,8} +Mt _{9,6} +Ilm _{0,8}						

136-е	1	Gr+Opx+Cpx+Hb+Pl+Q*+Mt+Ilm	6000	750	-12,6	-16,1	-12,1	-16,8
	2	Gr _{6,7} +Opx _{3,1} +Cpx _{1,3} +Hb _{48,3} +Pl _{37,6} +Q _{1,4} + +Mt _{0,2} +Ilm _{1,2}						
A-138	1	Gr+Opx+Kfs+Bi+Hb+Pl+Q+Ilm+Mt	6400	740	-13,2	-16,3	-12,5	-16,7
	2	Gr _{5,1} +Opx _{12,7} +Kfs _{0,1} +Bi _{4,6} +Hb ₁₁ +Pl ₃₁ +Q ₁₄ + +Ilm _{3,5} +Mt _{1,2}						

Примечание: -lgfO₂^I – фугитивность кислорода модельной минеральной ассоциации адекватной реальной ассоциации в равновесии с внешним флюидом (решение модели, резервуар № 2); -lgfO₂^{II} – величина фугитивности кислорода внешнего флюида без взаимодействия его с породой в варианте решения (резервуар № 1); -lgfO₂^{III} – собственная («intrinsic») величина фугитивности кислорода породы, рассчитанная при исчезающе малом количестве флюида (резервуар № 2); -lgfO₂^{IV} – величина фугитивности кислорода флюида в системе Н-О-С в условиях насыщения ее графитом (ССО) при данных Р-Т; цифры возле индексов минералов – количества минералов (об. %), полученные в модели решения.

Элементы верификации. Полнота ассоциации минералов, объемные соотношения минералов, величина железистости силикатов, состав плагиоклаза и содержание железа и кальция в гранатах служили главными элементами верификации в *моделях решения*. В табл. 2 представлены **реальные** (1) и модельные (2) составы минералов исследуемых ассоциаций.

Результаты применения 2-х резервуарной модели: **наблюдаемые** (1) и модельные (2) минеральные парагенезисы при данных Р-Т и расчетные значения потенциалов кислорода fO₂^{I-IV} представлены в табл. 3.

Из табл. 3 видно, что режим поведения кислорода формируется в результате реакции внешнего восстановленного флюида с буферной емкостью парагенетических ассоциаций в процессе метаморфической инфильтрации. Показано, что в условиях гранулитового метаморфизма возможен двойственный характер поведения кислорода, инертный режим для пород обогащенных магнетитом и (или) гемоильменитом (А-138, 136-е, 39-е, СЧ-5/58, СЧ-9/129) и вполне подвижный режим (10в, 1159/2-а, 143, 73в, 127г) для пород в которых эти минералы отсутствуют.

Литература

1. Авченко О.В. Петрология охотского метаморфического комплекса. М.. Наука, 1977. С. 97.
2. Карпов И.К. Физико-химическое моделирование в геохимии. Новосибирск: Наука, 1981. С. 246.
3. Dachs, E. PET: Petrological elementary tools for Mathematica // Computers & Geosciences, 1998. 24/3. P. 219-235.

**УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ
И ПОВТОРЯЕМОСТЬ ЛАВИННЫХ ПРОЦЕССОВ
НА ТЕРРИТОРИИ НАСЕЛЕННЫХ ПУНКТОВ
САХАЛИНСКОЙ ОБЛАСТИ**

Д.А. Боброва

*Сахалинский филиал Дальневосточного геологического института ДВО РАН,
г. Южно-Сахалинск, e-mail: darya-konopova@yandex.ru*

Лавинная опасность в Сахалинской области зарегистрирована для 65 населенных пунктов области, из которых 14 городских поселений и 51 сельское поселение.

Населенные пункты в Сахалинской области расположены преимущественно в долинах рек, вдоль речных и морских террас, где регулярно сходят лавины.

Лавинная активность в Сахалинской области проявляется на высотах от 1600м в горных лавинных комплексах до 15 м на морских побережьях и речных террасах, где лавины пересекают всю производственно-селитебную деятельность населения.

Почти ежегодно сходят катастрофические лавины (т.е. лавины, вызвавшие значительный материальный ущерб и человеческие жертвы).

На основании группы факторов лавинообразования (геологических, геоморфологических, ландшафтных, гидрометеорологических) на территории населенных пунктов Сахалинской области выделяют 3 класса природных лавинных комплексов, которые включают в себя лавиносор, снежный покров в лавиносборе, из которого формируется лавина, лавину, лавинные отложения, а также часть прилегающей к лавиносбору территории, которая влияет на лавинные процессы [1, 2]:

- Горный;
- Предгорный;
- Береговой.

Лавинные комплексы определяют динамические процессы, степень опасности территории.

Были классифицированы лавиносоры на территории всех населенных пунктов Сахалинской области по классам лавинных комплексов, выделен еще один класс лавинных комплексов, формирующийся на склонах речных террас [3].

По результатам исследований на территории населенных пунктов Сахалинской области преобладают лавиносоры горного класса лавинных ком-

плексов – 44%, лавиносборы предгорного класса – 21%, лавиносборов с морских террас – 34%, с речных террас – 1% [3].

В Сахалинской области доминирующим фактором лавинного процесса, определяющим режим и параметры лавин, опасных для социально-экономических объектов, является метаморфизм снежного покрова.

Для прогнозирования лавинных процессов на территории населенных пунктов Сахалинской области важным является знание о повторяемости лавин.

На территории Сахалинской области начало периода потенциальной лавинной опасности приходится, в среднем, на конец октября (в горной части) – конец ноября (в прибрежной зоне), окончание – на середину апреля (в прибрежной зоне), конец мая – начало (в горной части).

Характерной особенностью лавинного режима территории является то, что лавинная активность в разные годы различна. Это связано со значительной изменчивостью нивальных (снежный покров) и гидрометеорологических факторов лавинообразования.

Однако в разных районах, которые относятся к одному природному лавинному комплексу, имеющих практически одинаковые метеорологические условия, одинаковую экспозицию, превышение лавиносбора, повторяемость лавинных процессов неодинакова. Примером могут служить г. Холмск и с. Чехов, расположенные в одном административном районе. Повторяемость лавинных процессов в предгорных лавинных комплексах резко отличается.

Литература

1. Божинский А.Н., Лосев К.С. Основы лавиноведения. Л.: Гидрометеоздат, 1987. 280 с.

2. Казаков Н.А. Природный лавинный комплекс как триггерная геосистема: предпосылки управления лавинным процессом. Оценка и управление природными рисками // Материалы общероссийской конференции «Риск – 2003». М.: АНКИЛ, 2003. С. 344-348.

3. Рыбальченко С.В. Лавинные комплексы территорий населенных пунктов Сахалинской области. Материалы гляциологических исследований (в печати).

РТУТЬ В ДОННЫХ ОСАДКАХ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ

М.В. Иванов

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН,
г. Владивосток, e-mail: kirov-max@mail.ru*

Изучение распределения ртути в донных осадках является в настоящее время весьма актуальной задачей в связи с ее значимостью как индикатора поступления эндогенных флюидов и поискового критерия на рудные и углеводородные залежи, так и в качестве опасного и глобального загрязнителя окружающей среды. Сложность решения этой задачи определяется высокой

миграционной способностью ртути и наличием как природных, так и антропогенных источников поступления. Считается, что основная часть ртути (70-90%) в океаны и их донные осадки поступает из атмосферы, куда, в свою очередь, может привноситься из антропогенных и природных источников. Антропогенная составляющая баланса ртути в атмосфере и ее территориальные и временные вариации изучены достаточно детально. Природная составляющая в атмосфере оценена лишь качественно, а баланс ртути в океане, учитывающий потоки ее со дна, отсутствует.

Многие исследователи, считают, что ртуть в большинстве рудных и газовых месторождений имеет мантийное происхождение, а ртутные пояса приурочены к зонам глубинных разломов. Природные геохимические циклы ртути определяются преобладающим выносом ее паров и растворов различных соединений по разломам и флюидопроводящим каналам в составе газовых и водных флюидов из вулканов, при дефлюидизации углеводородных и угольных месторождений, из зон гипергенеза сульфидных месторождений. Это давно используется при ртутнометрических поисках рудных и нефтегазовых месторождений на суше по литохимическим, гидрохимическим и атохимическим ореолам рассеяния.

В работе использованы пробы донных осадков, отобранные лично или при участии автора в экспедициях на НИС «Профессор Хромов» в 2004, 2009., ГИСУ «Север» в 2006 г. Пробоотбор осуществлялся дночерпателями, гравитационными и гидростатическими трубками. Изучались также пробы, отобранные дночерпателем в 46 рейсе НИС «Профессор Хромов» в 2002 г. (любезно предоставлены Дударевым О.В.), и пробы, отобранные дночерпателями и трубками в 1ой и 2ой Арктических китайских экспедициях (любезно предоставленные Wang Rijang). Дополнительные пробы донных осадков Восточно-Сибирского моря были любезно предоставлены Шакировым Р.Б.

Для определения содержаний ртути в лабораторных и экспедиционных условиях использовался атомно-абсорбционный анализатор ртути РА-915+. Его приставки РП-91С и ПИРО-915+ позволяют определять содержание ртути в твердой фазе, методом пиролиза. Нижний предел обнаружения – 0,5 нг/г. Стандартными образцами на ртуть служили ГСО 7183-95. Внешний контроль выполнялся в лаборатории фирмы-производителя (ООО Люмэкс, г. Санкт-Петербург).

Статистические параметры распределения были рассчитаны с помощью программы GeoStat (версия 7.06).

Типичный уровень содержания химического элемента, в данном случае Hg, считается среднефоновым содержанием – Сф. Его еще называют фоновым содержанием или фоном. Нами этим показателем принято медианное содержание т.е. $C_{\phi} = C_{\text{ме}}$. При его оценке аномальные и ураганные содержания не принимались во внимание.

Пробы Арктического полигон подразделены на: 1) пробы до глубин 50 м (n = 153); 2) в интервале глубин 50-100 м (n = 86) и 3) в интервале глубин

100-4000 м ($n = 28$). Содержания Hg в целом для данного полигона варьируют от 7 до 92 нг/г. При среднем и медианном (фон) содержаниях, соответственно 34 и 35 нг/г (рис. 1).

Содержания, превышающие фон в 1-2 раза, приурочены к глубинам 50-100 м. Превышение над фоном в 2-3 раза характерно для глубоководных частей полигона (100-4000 м). По всей видимости, выявленные здесь аномалии Hg обусловлены влиянием эндогенных процессов, связанных с Чукотко-Берингоморской и Аляскинской системами грабен-рифтов района каньонов Геральд и Барроу. Вариации содержаний ртути связаны с гранулометрическим составом осадков. В южной мелководной части (0-50 м) Чукотского моря преобладают пески, обладающие невысокой сорбционной способностью. Севернее, в глубоководной части полигона (100-4000 м), распространены илы, которые накапливают ртуть.

Антропогенное загрязнение осадков нами не отмечено, но нельзя исключать, что какая-то часть ртути, поступающая с тихоокеанскими водами и взвесью через Берингов пролив и накапливающаяся в осадках южной части моря, может иметь антропогенное происхождение.

Автор благодарит своего научного руководителя д.г.-м.н. А.С. Астахова и А.Н. Колесника за помощь в организации экспедиционных работ и обсуждении материалов. Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ 09-05-98555-р-восток-а.

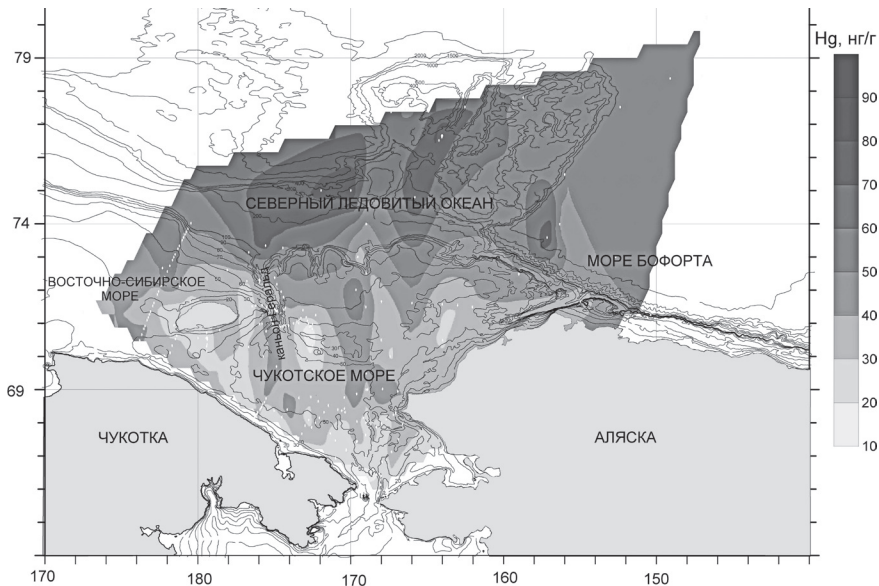


Рис. 1. Содержание ртути в поверхностных донных осадках Арктических морей. Точками показаны станции отбора. Изолиниями показан рельеф дна (м).

АНАЛИЗ АЭРОТЕХНОГЕННОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ ВНЕШНИХ ОТВАЛОВ ПОРОД НА РАБОЧЕЕ ПРОСТРАНСТВО КАРЬЕРОВ

С.В. Ковшов, С.Г. Гендлер

*Санкт-Петербургский государственный горный институт
(технический университет) им. Г.В. Плеханова,
г. Санкт-Петербург, e-mail: rectorat@spmi.ru*

При разработке месторождений открытым способом происходит формирование внешних отвалов, располагающихся за контуром карьеров. На карьерах строительных материалов внешний отвал обычно имеет следующие параметры: высота 10-20 м, ширина 50-100 м, длина 400-500 м, площадь пылящей поверхности 2-5 га.

Анализ существующих в научной литературе данных и данных собственных исследований на Алексеевском карьере строительных материалов подтверждает, что внешние отвалы – крупные источники пылевыведения, обуславливающие во многом фоновую концентрацию пыли на рабочих местах. Концентрация пыли от местных источников складывается с фоновой концентрацией, что формирует суммарную пылевую нагрузку на горнорабочих.

Основной целью работы являлась оценка доли фоновой концентрации пыли, создаваемой аэротехногенным воздействием внешних отвалов, в суммарной пылевой нагрузке на рабочих местах. Для этого были использованы программные средства серии «Эколог», в базу данных которых заносились исходные параметры, характеризующие внешние отвалы (длина, ширина, высота, занимаемая площадь, вид пылящего вещества и его гранулометрический состав), а также метеорологические параметры территории расположения отвала (скорость и направление ветра, время года и др.).

Алексеевский карьер строительных материалов расположен в Республике Мордовия (зона умеренно-континентального типа климата), где господствуют ветры западного и юго-западного направлений (75%), средняя скорость которых находится, в основном, в диапазоне 1-3 м/с. Для внешнего отвала Алексеевского карьера основным типом вредностей является неорганическая пыль с содержанием $\text{SiO}_2 < 20\%$. На основе этих данных были построены карта рассеивания неорганической пыли, а также получены зависимости концентрации пыли в рабочем пространстве карьера от расстояния до отвала и скорости и направления ветра.

Анализ полученных данных показал, что при скорости западного (юго-Западного) ветра равной 1-3 м/с, максимальная запыленность приходится на рабочие места, находящиеся на II уступе левого рабочего борта карьера и на его подошве, где превышение концентрации пыли составляет 3-4 нормы ПДК (для рабочих мест карьеров 1 норма ПДК по неорганической пыли с содержанием $\text{SiO}_2 < 20\%$ составляет 4 г/м³).

На II уступе левого рабочего борта карьера и на его подошве имеется

ряд точечных, линейных и площадных источников пылеобразования, также формирующих суммарную пылевую нагрузку. К их числу относятся буровзрывные и выем-погрузочные работы, дороги, внутренние отвалы.

Для определения доли фоновой концентрации пыли в суммарном ее показателе на соответствующих зонах рабочего пространства с помощью устройства для измерения концентрации пыли в воздухе «Экотрон» были определены основные параметры местных источников пылеобразования [2].

Очевидно, чтобы определить долю фоновой концентрации пыли, нужно ее показатель разделить на суммарную концентрацию:

$$\alpha = \frac{C_{\text{фон}}}{C_{\text{сум}}}$$

Соответствующие показатели были получены для указанных зон рабочего пространства (табл. 1):

Таблица 1

Доля фоновой концентрации пыли по зонам рабочего пространства

Зона рабочего пространства	Доля фоновой концентрации пыли, %
Зона взрывных работ	45,2
Зона выем-погрузочных работ	37,3
Зона буровых работ	42,4
Дороги	47,4
Зона внутренних отвалов	49,1

Таким образом, видно, что фоновая концентрация пыли, создаваемая аэротехногенным воздействием внешнего отвала, оказывает значительную роль (до 50 %) в формировании общей пылевой нагрузке в рабочем пространстве.

Для рабочих специальностей, представленных в указанном районе (машинист бульдозера, машинист буровой установки, машинист экскаватора, взрывник, водитель погрузчика, водитель автомобиля), класс условий труда в зависимости от содержания в воздухе рабочей зоны неорганической пыли, равен 3,2-3,3 (т.к. превышения уровня ПДК составляет 3-6 раз), что характеризует его как вредный. Соответственно, при нейтрализации пылевыведения с внешнего отвала, общая пылевая нагрузка уменьшится на 30-40%, что приведет к изменению класса условий труда до 3,1; т.е. до допустимого уровня [1].

Для снижения пылевыведения от внешних отвалов наиболее часто используют орошение их поверхности водой, закрепление (полив) поверхности специальными органоминеральными растворами, покрытие (замыв) суглинками, посев растительности (трав, кустарников). Наибольший эффект имеют смешанные химико-биологические способы закрепления пылящих поверхностей, основанные на первоначальном закреплении пылящих поверхностей отвалов биопродуктивными экологически чистыми органоминеральными соединениями с последующим посевом различных типов рас-

тельности. Примером такого химико-биологического способа является нанесение смеси биогумуса и натриевой соли карбоксиметилцеллюлозы с последующим посевом многолетних покрывосеменных растений (трав и цветов).

Литература

1. Гендлер С.Г., Домпальм Е.И., Павлов И.А., Соловьев В.Б. Безопасность жизнедеятельности. Гигиеническая оценка условий труда // Учеб. пособие. СПб.: Санкт-Петербургский государственный горный институт, 2009. 173 с.

2. Бульбашев А.П., Гаспарьян Н.А., Ковшов С.В., Никулин А.Н., Смирнов Ю.Д., Шувалов Ю.В. Рациональная организация добычи полезных ископаемых в карьерах со сложными условиями труда горнорабочих. СПб.: МАНЭБ, 2009. 464 с.

ШАХТНЫЙ ГАЗ ПРИМОРЬЯ НА ПРИМЕРЕ ТАВРИЧАНСКОГО БУРОУГОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Е.В. Коровицкая

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

Появление шахтного газа в Приморье связано с районами расположения угольных месторождений как действующих, так и ликвидированных. Как известно, добыча и использование угля неблагоприятно влияет на экосистемы и здоровье людей. Кроме того, на шахтных полях к частым явлениям относятся внезапные выбросы газа (CH_4 и CO_2). Свободные выходы газа на поверхность представляют наибольшую опасность для жизнедеятельности людей, так как метан является взрывоопасным, а углекислый газ, даже в небольших количествах, может привести к удушью. В связи с этим, осторожность и необходимые меры безопасности требуется соблюдать не только при ведении горных работ, но и при посещении подвальных и иных сооружений в районах, где расположены угольные месторождения, так как газ может проникать туда по порам, трещинам, выработкам и т.д. В недавнем прошлом многие шахты Приморья были ликвидированы по причине их нерентабельности. Закрытие шахт привело к устранению многих источников выбросов загрязняющих веществ, прекратился прямой сброс шахтных и хозяйственно-бытовых вод, что способствовало улучшению экологической обстановки. В то же время это явилось причиной возникновения новых источников загрязнения окружающей среды. При остановке шахты идет ее естественное затопление, а вместе с тем и подъем к поверхности шахтных газов и загрязненной воды. Они сопровождаются различными механическими и физико-химическими изменениями дневной поверхности и почв в районе шахтных полей. Такие процессы наблюдались в Партизанском, Тавричанском и других районах Приморья. Особую опасность загрязнения воздуха создают горящие отвалы. Кроме того, метан и углекислый газ из горных выработок

шахтных полей поступают в атмосферу, что ведет к увеличению тепличных газов и соответственно, усиливает процесс глобального потепления климата.

Выделим основные проблемы, связанные с появлением шахтных газов на поверхности на примере ликвидированного, в настоящее время, Тавричанского буроугольного месторождения.

Тавричанское буроугольное месторождение находится на территории Надеждинского района Приморского края РФ, расположено вдоль западного берега Амурского залива и ограничено на западе, северо-западе долиной р. Раздольной, на востоке долиной р. Шмидтовка. В непосредственной близости к месторождению расположен поселок городского типа Тавричанка.

Месторождение открыто в 1861 г. Оработка месторождения велась двумя шахтами: «Капитальная» (южный фланг месторождения), шахта № 5 (северный фланг). Поля шахт граничат друг с другом. Площадь поля шахты «Капитальная» – 7 км², шахты № 5 – 9,2 км². Шахта «Капитальная» остановлена в 1996 г., шахта № 5 – в 1998 г.

В период эксплуатации на месторождении велась добыча бурых углей технологической группы ЗБ, подгруппы ЗБВ. Газовый режим ликвидированной шахты практически за весь период ее работы был сверхкатегорийным, т.е. газообильность горных выработок превышала 15 м³/т.

В геологическом строении Тавричанского буроугольного месторождения принимают участие отложения двух комплексов. Нижний комплекс – фундамент – представлен морскими и континентальными отложениями среднего и верхнего триаса и меловыми осадочными отложениями сучанской и кангаузской серий. Последние установлены вдоль южной границы месторождения. Сложены эти отложения крепкими мелко- и тонкозернистыми песчаниками с обломками изверженных пород и прослоями брекчий. Породы фундамента в пределах месторождения смяты в ряд антиклинальных и синклинальных складок северо-восточного простирания. На северо-востоке за пределами месторождения породы фундамента выходят на дневную поверхность [Кукаренко, 1991].

Интенсивная тектоническая нарушенность угольных пластов способствует вытеснению газа из нижележащих слоев на поверхность. Водообильность отложений низкая, но затопление шахт привело к вытеснению газа из пород. В составе природного газа угольных пластов, вмещающих пород, подстилающих отложений, газовой фазы подземных вод и свободных газопоявлений установлены: метан, тяжелые углеводородные газы, водород, углекислый газ, гелий и азот. Газ поступает из угольных пластов и пород мезозойского фундамента.

Наиболее вероятные пути выхода подземных газов на поверхность: по ликвидированным вскрывающим выработкам, действовавшим на момент остановки шахты; по ранее ликвидированным выработкам и шурфам кустарных шахт; по незатампонированным или плохо затампонированным геологоразведочным скважинам; в районе выхода отработанных под наносы пла-

стов угля, а также в районе подработанных на выходах сближенных пластов; по нарушениям вне контура распространения надеждинской свиты, выходящим под наносы и имеющим связь с отработанными пространствами.

По результатам эколого-газовых обследований полей шахт Тавричанского бурогольного месторождения были установлены аномальные газогеохимические поля с концентрацией метана в подпочвенном слое более 0,05% и углекислотные газогеохимические поля с концентрацией CO_2 в подпочвенном слое более 2%. Наблюдения по газодренажным скважинам показали, что в настоящее время продолжается газовая разгрузка глубоких горизонтов шахты и подток газа из ниже лежащих подстилающих угленосных и газоносных кайнозойских отложений [Гресов, 2005; Обжиров и др., 2007].

Наибольшую опасность для жизнедеятельности людей представляют скопления метана и углекислого газа, так как CH_4 – взрывоопасен, а CO_2 – приводит к затруднению дыхания и даже к гибели. Кроме того, метан и углекислый газ, являясь тепличными газами, оказывают большое влияние на глобальные климатические процессы, тем самым воздействуя на всю планету в целом. Рост температуры воздуха будет сопровождаться увеличением количества осадков. Относительно небольшие изменения средних показателей климата приведут к повышению частоты редких, катастрофических событий, таких как тропические циклоны, штормы, засухи и т.д. Что мы уже и наблюдаем во всем мире.

Для снижения экологической опасности, связанной с выходом шахтных газов на поверхность, рекомендуются проводить следующие мероприятия: сооружение водоотливных комплексов на определенных горизонтах затопливаемых шахт с тем, чтобы разгрузить шахтные воды в речную сеть; бурение дополнительных скважин, чтобы сделать выход газа организованным; регулярные проветривания помещений; непрерывный контроль газовой обстановки; информирование населения о состоянии окружающей среды в районе их проживания; утилизация метана, посредством использования его как нетрадиционное углеводородное сырье.

Литература

1. Гресов А.И. Отчет по результатам экологического обследования полей шахт «Капитальная» и № 5 Тавричанского района. Владивосток: Прим-ЦЭМ, 2005.
2. Кукаренко Г.П. Сводный геологический отчет по полям шахт «Капитальная» и № 5 Тавричанского б/у месторождения за 1976-1991 г. Артем, 1991.
3. Обжиров А.И., Гресов А.И., Шакиров Р.Б., Агеев А.А., Верещагина О.Ф., Яновская О.С., Пестрикова Н.Л., Коровицкая Е.В., Дружинин В.В. Метанопроявления и перспективы нефтегазоносности Приморского края. Владивосток: Дальнаука, 2007. 167 с.

ПЕРЕРАБОТКА ТВЕРДЫХ ГОРЮЧИХ ОТХОДОВ ПРОИЗВОДСТВ В ОКУСКОВАННОЕ ТОПЛИВО

А.Н. Никулин, А.В. Падун, Е.А. Кочеткова, В.А. Санжихаева

*Санкт-Петербургский государственный горный институт
(технический университет) им. Г.В. Плеханова,
г. Санкт-Петербург, nikulin-rus@mail.ru*

Открытые горные работы занимают значительные территории, в пределах которых, а также на сопредельных пространствах, могут располагаться ресурсы невозобновляемых (уголь, горючий сланец, торф) или возобновляемых (лесные кустарниковые, травянистые) твердых горючих веществ. Эти местные топливно-энергетические ресурсы, как показывает положительный опыт ряда регионов и даже стран, могут быть эффективно использованы в топливно-энергетическом балансе самого предприятия и данного района для нужд тепло-энергоснабжения и получения тепловой и электрической энергии в котельных или в качестве бытового топлива. Дополнительным эффектом в этом случае является экологический, в форме предотвращенного ущерба окружающей среде, связанного с отходами производств.

Под отходами производства пригодными для приготовления топливных элементов понимается – твердые горючие углеродсодержащие малоликвидные вещества, образующиеся в результате добычи, обогащения и переработки полезных ископаемых, а также при обработке биоресурсов в лесопромышленном комплексе и сельском хозяйстве. Основными отраслями, в результате деятельности которых образуется рациональное для облагораживания количество отходов, являются: угольная, лесная, торфяная, сланцевая и сельскохозяйственная.

Для анализа перспективности использования твердых горючих отходов производства была разработана «Классификация российских отраслей промышленности по качественным характеристикам отходов».

Усовершенствование технологии брикетирования привело к разработке нового конвейерного брикетного пресса [1] отличающегося простым конструктивным исполнением, позволяющим обеспечить высокую производительность по готовой продукции (1,5-2 т брикетов в час) при низком уровне потребления электроэнергии (5,5-6 кВт/ч).

Таким образом, процесс формирования обеспечивается низким давлением прессования (менее 20 МПа) при отсутствии быстроизнашивающихся конструктивных элементов, что позволит снизить стоимость технического обслуживания в процессе эксплуатации, а вместе с этим и себестоимость готового продукта. Брикетное топливо может изготавливаться на основе твердых горючих углеродсодержащих отходов различных отраслей хозяйства: добыча каменных углей, лесопромышленный комплекс, торфяная промышленность.

Наиболее подготовленным к производству и апробированным в промышленных условиях является технология брикетирования способом всесторон-

него векторного воздействия. При таком подходе основным элементом технологии является экструдерный пресс [2].

Основные качественные и количественные параметры готовых угольных брикетов: зольность – 20-30%; выход летучих – 25-30%; сера общая – 0,4-0,9%; сера в золе – 0,1-0,4%; высшая теплота сгорания – 20-25 МДж/кг; низшая теплота сгорания – 18-20 МДж/кг.

Топливные брикеты на основе отходов древесины: зольность – 10-20%; выход летучих – 40-50%; сера общая – 0,2-0,3%; сера в золе – 0,01-0,1%; высшая теплота сгорания – 14-16 МДж/кг; низшая теплота сгорания – 12-14 МДж/кг.

С такими качественными показателями углебрикетное топливо может использоваться в малой энергетике и для сжигания в котлах с производительностью до 30 тонн пара в час или до 20 Гкал в час.

С точки зрения загрязнения окружающей среды – предприятия ТЭК являются самыми главными в общем балансе производства нашей страны, составляя по атмосферным выбросам от 30 до 40% и достигая 12-16 млн. тонн в год. Изменение этой ситуации возможно путем перерыва малых энергетических производств на более чистые источники энергии. Рассмотрим, в качестве примера, перевод отопительно-производственной котельной шахты Воргашорская ОАО «Воркутауголь» (г. Воркута) с угольного отсева на углебрикетное топливо.

Расчеты проводились на основе «Методики определения выбросов загрязняющих веществ в атмосферу при сжигании топлива в котлах производительностью менее 30 тонн пара в час или менее 20 Гкал в час» и дополнения и изменения к ней, а также «Методического пособия по расчету, нормированию и контролю выбросов загрязняющих веществ в атмосферный воздух (Дополненное и переработанное)». Установлено, что суммарный газовый выброс при работе котельной на угольном шламе составляет 2980,795 т/год (94,5 г/с), а при переводе котельной на брикетное топливо он сократится на 26% и составит 2219,9 т/год (71,4 г/с).

Расчет рассеивания выбрасываемых загрязняющих веществ, показал, что при использовании в качестве топлива для котельной угольного шлама, все точки максимальных приземных концентраций расположены внутри производственной и санитарно-защитной зоны, кроме углерода (сажа), значение которого на границе СЗЗ достигает 1,6 долей ПДК, однако, перевод котельной на брикетное позволил сократить максимальную приземную концентрацию на границе СЗЗ до 0,96 долей ПДК. Также определено, что при переводе отопительно-производственной котельной с угольного отсева на угольные брикеты ежегодная плата за загрязнение атмосферного воздуха сократится на 29% с 1361,234 тыс. руб. до 972,996 тыс. руб.

Таким образом, решение проблемы утилизации твердых органических отходов на месте их образования имеет высокий эколого-экономический потенциал и в конечном счёте, для котельной шахты Воргашорская, по-

зволит сократить стоимость 1 Гкал тепловой энергии на 70,9 руб. (с 485 до 414,1 руб/Гкал), а общие расходы на производство тепловой энергии более чем на 4,7 млн. руб/год (в ценах 2008 года).

Тезисы подготовлена при поддержке ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009-2013 гг.».

Литература

1. Патент на изобретение № 2344164: «Комплекс для изготовления топливных элементов из древесных опилок» приоритет установлен от 14.11.2007 г. Авторы: Ю.Д. Тарасов, Ю.В. Шувалов, А.Н. Никулин, Д.Е. Лунев. Дата установления приоритета – 14.11.2007 (решение о выдаче от 20.01.2009 г.).

2. Патент на изобретение РФ № 2337131 «Способ приготовления топливного брикета» (27.10.2008 г.). Авторы: Ю.В. Шувалов, А.Н. Никулин, А.П. Веселов, А.П. Бульбашев.

АКТУАЛЬНОСТЬ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКОГО МЕТОДА ДЛЯ ПОИСКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА В ПРИМОРЬЕ

Н.И. Медведева¹, Шакиров Р.Б.²

*¹Дальневосточный государственный технический университет
(ДВПИ им.В.В. Куйбышева), г. Владивосток*

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

Степень геологической изученности Приморского края, в том числе на нефть и газ, остаётся невысокой. Приморье не имеет своего углеводородного сырья. Это сдерживает развитие экономики края. Исследования по поиску месторождений нефти и газа проводились в Приморском крае с 1960 по 1966 г. Но в 1967 г. поиски нефти и газа были приостановлены. За прошедшие 30 лет изменилась как концепция поисков нефти и газа, так и экономические критерии рентабельности. В настоящее время появились новые методы поиска месторождений нефти и газа. Одним из таких является газогеохимический метод [1].

Газогеохимическая съемка – метод поиска полезных ископаемых, основанный на изучении состава и концентрации газов, и использование соотношения газов, как индикаторов для дальнейшей интерпретации и расчетов.

Газогеохимический метод отличается сравнительно небольшой стоимостью, что немаловажно в современных экономических условиях, простотой, мобильностью. Состояние экологической обстановки в крае, также требует проведения дополнительных исследований. Поэтому выявление фоновых и аномальных газогеохимических полей углеводородных и других газов, установление их взаимосвязи с геологическим строением исследуемых районов очень важно для определения источников поступления газов из недр в воду и атмосферу. Широкое применение газогеохимических методов

в Приморье внесет существенный вклад в решение этих задач. Так как газ поднимается из недр к поверхности преимущественно по зонам нарушений, то в сложных геологических условиях Приморья данные газогеохимической съёмки наиболее эффективны и представительны.

Аномальные газогеохимические поля перспективны для поиска нефти и газа в изученных районах Приморья приурочены, прежде всего, к районам кайнозойских впадин.

Над месторождениями нефти и газа наблюдаются аномальные концентрации метана и тяжёлых углеводородов, которые образуются за счет миграционных потоков углеводородных газов к поверхности по макро- и микротрещинам, которые образуются над залежью под воздействием геолого-тектонических и других причин.

На основе обобщения данных многих исследователей Соколов В.А. выделил три группы углеводородов, которые содержатся в значительных концентрациях только в нефти и поэтому являются прямыми индикаторами нефтегазовых месторождений при геохимических исследованиях: 1) метан; 2) углеводороды C-C4; 3) углеводороды C5 и более тяжелые [2].

Проведенные лабораторией газогеохимии ТОИ с 1990 г. исследования газов растворённых в воде гидрогеологических горизонтов различных районов Приморья и прилегающих акваторий позволили выявить районы аномальных газогеохимических полей, представленных в таблице 1.

По данным лаборатории газогеохимии ТОИ ДВО РАН в районах угольных месторождений Южного Приморья наблюдается региональный поток различных газов из фундамента кайнозойских впадин, по составу зависящий

Таблица 1

Состав газов в воде скважин
с наиболее высокими концентрациями метана и тяжелых углеводородов

Проба	Глубина отбора, м.	CO ₂ мл/л	O ₂ +Ar мл/л	N ₂ мл/л	CH ₄ мл/л	C ₂ H ₆ нл/л	C ₂ H ₄ нл/л	C ₃ H ₈ нл/л	C ₃ H ₆ нл/л	iC ₄ H ₁₀ нл/л	nC ₄ H ₁₀ нл/л
<i>Трецинно-коровые воды в районе Артёмовской кайнозойской впадины</i>											
скв. 1141	3	11	0,4	7,3	6,6	7160	170	150	420	2	3
<i>Состав газов в воде скважины в зоне разлома на уч. р. Клевка (Партизанский р-он)</i>											
скв. 29	40	0,3	0,5	15	0,9	980	30	240	160	10	50
<i>Водоносный горизонт коры выветривания верхнепермских гранитоидов (юг Хасанского р-на)</i>											
скв. 45	2	14,3	6,4	25,6	4,7	17040	110	8190	900	480	2880
<i>Состав газов в воде скважины в р-не п. Н. Перевал</i>											
скв. Н.П.	1	2	1,4	14,4	0,07	180	0	110	0	150	9

от вмещающих пород. Возможны промышленные скопления нефти и газа в зоне контакта мезозойских и кайнозойских образований. При этом мезозойские породы являются генераторами углеводородов, а кайнозойские играют роль ловушек на пути их миграции.

Обнаружение аномальных газогеохимических полей метана и тяжелых углеводородов в воде гидрогеологических горизонтов этих районов позволяют выделить их в качестве перспективных на нефть и газ, для постановки более детальной газогеохимической съемки по сети профилей и других специальных нефтегазопроисловых работ. Эти же районы выделялись ранее при нефтегазопроисловых работах, проводимых в Приморье в 60-х годах XX столетия различными исследователями на основе геологических предпосылок (предполагаемых коллекторов и покрышек), многочисленных нефтегазопроисловых, определений битуминозности пород, по результатам геологических, геофизических и геохимических методов. Но как перспективные на нефть и газ рассматривались в основном породы кайнозойского чехла. Немногочисленными нефтегазопроисловыми буровыми работами были обнаружены нефтегазопроисловы, но месторождения так и не были открыты.

Газогеохимические исследования, проведенные лабораторией газогеохимии в Приморском крае, позволяют подтвердить многочисленные предпосылки перспектив нефтегазонаосности Приморья.

Обнаружение аномальных газогеохимических полей метана, тяжёлых углеводородов и других газов в воде пород фундамента перечисленных выше районов, а также появление литературных данных о промышленной нефтегазонаосности фундамента в различных регионах мира расширяет перспективы поисков нефти и газа как в породах чехла, так и фундамента Приморья при наличии благоприятных геологических структур, что необходимо выяснить бурением, геофизическими и другими методами.

В настоящее время газогеохимический метод становится всё более популярным из-за его простоты, экспрессности, небольшой стоимости относительно других методов поисков и разведки. В процессе работы были решены многие методические задачи, в том числе наиболее важная из них – соблюдение одинаковых условий отбора проб, дегазации, анализа газа. Исследования проводились в одном методическом режиме, что позволяет вести наблюдения за изменчивостью газогеохимических полей во времени на одних и тех же полигонах, а так же сопоставлять данные газогеохимических исследований в различных районах морей и океанов, в континентальных условиях экспедиционных работ. Полученные данные с успехом использовались ранее для поисков нефти и газа на Сахалинском шельфе, геологическом картировании, трассировании зон разломов, решении других геологических и экологических задач. Круг проблем, для решения которых привлекается газогеохимический метод, созданный в лаборатории газогеохимии ТОИ ДВО РАН, постоянно увеличивается. Данные, полученные с использованием этого метода, сопоставимы с данными других исследователей.

Литература

1. Обжиров А.И., Гресов А.И., Шакиров Р.Б., Агеев А.А., Верещагина О.Ф., Яновская О.С., Пестрикова Н.Л., Коровицкая Е.В., Дружинин В.В. Метанопроявления и перспективы нефтегазоносности Приморского края. Владивосток: Дальнаука, 2007 г. 167 с.
2. Соколов В.А. Геохимия природных газов. Изд. «Недра», 1971 г. 336 с.

РЕКРЕАЦИОННАЯ РЕКУЛЬТИВАЦИЯ ОТРАБОТАННЫХ ПЕСЧАНО-ГРАВИЙНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ

Д.С. Опрышко

*Санкт-Петербургский государственный горный институт
(технический университет) им. Г.В. Плеханова,
г. Санкт-Петербург, e-mail: opryshkod@spmi.ru*

Среди последствий техногенного воздействия на окружающую среду при ведении открытых работ особо следует выделить нарушения земной поверхности, и, как следствие – сокращение площадей продуктивных земель. При добыче нерудных полезных ископаемых площадь изымаемых из агро- и лесооборота территорий может достигать 0,5-0,8 га на 1 тыс. тонн извлекаемого из недр сырья. Существующими на сегодняшний день нормативными документами в сфере недро- и землепользования регламентируется порядок восстановления нарушенных земель, а также система их возврата для использования в народном хозяйстве.

Основными направлениями рекультивации земель нарушенных горными работами являются сельскохозяйственное, лесохозяйственное, водохозяйственное, рекреационное и строительное.

Стоит отметить, что многие учебно-методические и научные работы, затрагивающие вопросы рекультивации земель необоснованно отдают приоритет сельскохозяйственному направлению, зачастую рекомендуя его безотносительно к реальным потребностям региона и экономической целесообразности проведения комплекса восстановительных работ соответствующих данному направлению. Однако, как показывает опыт, именно восстановление земель в целях их использования в сельском хозяйстве требует наибольших затрат. При этом необходимо обеспечить не только достаточно высокое плодородие вновь создаваемых почв, но и соблюдение строгих заданных морфометрических параметров вновь создаваемого рельефа – условие, без которого невозможна производительная работа сельскохозяйственных машин. Гораздо менее затратной является рекультивация с целью дальнейшего использования площадей в лесном и водном хозяйстве, а также рекреационных целях [2].

Правительство РФ на протяжении последних лет активно задает вектор развития общества направленный на пропаганду здорового образа жизни.

Северо-Западный Федеральный округ, а в частности – Ленинградская область является не только одним из передовых промышленно-развитых регионов, но и является туристически привлекательной зоной, имеющей хорошо развитую инфраструктуру и характеризующуюся относительно спокойной экологической обстановкой. Вместе с тем, относительно высокая плотность населения, интенсивное развитие промышленности и строительства (в том числе на живописных озерах Карельского перешейка) вынуждают жителей Санкт-Петербурга и Ленинградской области проводить активный отдых на территории соседней Финляндии.

На основании всего вышеизложенного задачу создания рекреационных зон на базе рекультивированных земель месторождений строительных пород, активно разрабатываемых в районах Ленинградской области, считаем не только весьма актуальной, но и целесообразной с эколого-экономической точки зрения.

В нашей работе рассмотрены и обоснованы мероприятия и технология рекреационной рекультивации на примере песчано-гравийного месторождения «Воронцовское», расположенного в Ленинградской области, в 40 км от г. Санкт-Петербурга.

С точки зрения технологии и масштабов ведения открытых горных работ карьер, отрабатывающий месторождение «Воронцовское», является типовым. Запасы песков месторождения на сегодняшний день отрабатываются с использованием плавучего землесосного снаряда, а высокий уровень грунтовых вод позволяет горной выработке находиться в затопленном состоянии.

Главной задачей при организации водно-рекреационной зоны является обоснование ее параметров, обеспечивающих нормальное функционирование водоема для целей рекреации и естественного рыбозаведения. Согласно мировому опыту рекультивации, искусственный водоем должен иметь достаточные объемы воды и глубину свыше 6-8 м, обеспечивающую нормальную озерную температурную стратификацию. Большая глубина необ-



Рис. 1. Разработка песчано-гравийного месторождения.



Рис. 2. Озера Карельского перешейка.

ходима для предотвращения опасной в летнее время полной автотрофной циркуляции воды. Минимальная площадь зеркала, в соответствии с требованиями к морфометрическим параметрам рельефа при выборе направлений рекультивации должна быть не мене 3-5 га.

Необходимо предусмотреть защиту водоема от возможного притока загрязняющих веществ извне, которые могут также вызвать его эвтрофикацию (например, стоки сельхозудобрений). Водоем в рамках создаваемой рекреационной зоны должен иметь ровное дно и глубины, обеспечивающие оптимальные условия развития представителей флоры и фауны. Параметры берегового рельефа должны соответствовать условиям создания пляжной зоны, вместе с тем, необходимо предусмотреть закрепление склонов рекультивируемой выработки в зоне колеблющегося уровня воды, а также устройство защитных сооружений препятствующих доступу к воде машин и механизмов [3].

Пляж при ширине 100 м и длине 500 м будет иметь площадь 5 га, что, по существующим нормам, позволит обеспечить отдых около 2500 человек. Зоны мелководья, расположенная на противоположном от зоны пляжа берегу будет служить местом развития прибрежной растительности и рыбозаведения [1].

Строительство масштабной водно-рекреационной зоны в выработанном пространстве карьера, отрабатывающего месторождение «Воронцовское», имеет ряд благоприятных факторов, таких как: наличие необходимых транспортных коммуникаций, связывающих месторождение с близлежащими населенными пунктами и международной автомагистралью М-10 «Скандинавия», а также стационарной воздушной линии энергоснабжения.

Предварительные экономические расчеты по созданию рекреационной зоны на примере карьера, отрабатывающего песчано-гравийное месторождение, показали относительно высокую рентабельность такого проекта, при сроке окупаемости не превышающем 3-5 лет.

Литература

1. Белоусов К.С. Рекультивация земель на Тучковском комбинате строительных материалов // Горный журнал. Москва, 2007. № 6. С. 86-87.
2. Кириченко Ю.В., Ческидов В.В., Сенченко Д.С. Критерии выбора карьера для проведения учебно-рекреационной рекультивации // Горный журнал. Москва, 2008. № 9. С. 120-120.
3. Технологические решения по рекультивации нарушенных земель при ликвидации шахт и разрезов: отраслевой нормативно-методический документ / Сост. Игошин В.М., Красавин А.П., Навитный А.М., Харионовский А.А. и др. Пермь: Федеральное государственное унитарное предприятие «Межотраслевой научно-исследовательский институт экологии топливно-энергетического комплекса», 2002. 200 с.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ФОРМ НАХОЖДЕНИЯ ТОКСИКАНТОВ В РУДАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУПОЛ ДЛЯ ОЦЕНКИ ИХ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ

К.В. Осипова, И.И. Кемкин, Р.А. Кемкина

*Дальневосточный государственный технический университет,
г. Владивосток*

Несомненно, что минералогические исследования (детальное изучение минерального и вещественного состава руд) могут уже на ранних стадиях изучения месторождений способствовать определению важнейших качественных и технологических показателей руд (что важно для выбора технологии добычи и обогащения) и определению круга потенциальных токсичных элементов, содержащихся в них. Эта информация может быть получена в результате изучения особенностей состава и строения руд, и составляющих их отдельных минералов.

Любые природные образования, в том числе и минералы, концентрация химических элементов в которых значительно превышает их кларковые содержания, являются потенциальными источниками токсического загрязнения окружающей среды. Очевидно, что степень воздействия токсичных элементов на биосферу находится в прямой зависимости от их концентрации в воде, воздухе, почве и пище, а последняя (концентрация), соответственно, от скорости мобилизации этих элементов (т.е. их подвижности). Скорость же мобилизации химических элементов определяется как физической и химической устойчивостью содержащих их минеральных фаз, так и формой нахождения их в рудах – собственные минералы, минеральные включения в других минералах или изоморфная примесь.

Месторождение Купол расположено в Анадырском районе Чукотского автономного округа в пределах Мечкеревской вулканотектонической депрессии. Оно приурочено к верхнемеловым вулканитам среднего состава, прорванным небольшими интрузиями, субвулканическими телами и дайками габбро, диоритов, диоритовых порфиритов, андезитов, базальтов, дацитов и риолитов, которые играют важную роль в локализации и структурном контроле оруденения. Рудные тела представлены жилами выполнения, минерализованными зонами дробления и линейными штокверковыми зонами.

Руды месторождения относятся к золото-сульфосольному минеральному типу золотосеребряной формации с содержанием рудных минералов от 1 до 3%. Рудная минерализация приурочена к определенным полоскам кварца, обогащенных адуляром и гидрослюдой, а также кварца с овоидным, глобулярным строением жильных агрегатов. В результате изучения вещественного и минерального состава руд установлено, что они характеризуются большим разнообразием рудных минералов. Среди них распространены главным образом, самородные золото и серебро, а также селениды (фишессерит,

науманнит, агвиларит), сульфиды (пирит, марказит, халькопирит, сфалерит, галенит, акантит, ютенбогаардит, штрмейрит, штернбергит, арсенопирит) и сульфосоли серебра и меди (пираргирит, прустит, стефанит, пирсеит, полибазит, биллингслеит, фрейбергит, теннантит, тетраэдрит). Для многих из этих минералов выделено несколько генераций, что свидетельствует о многостадийности процесса рудообразования. Для руд месторождения характерны колломорфно-полосчатые, каркасно-пластинчатые, крустификационные, кокардовые, глобулярные текстуры – типичные для близповерхностного оруденения вулканогенной золотосеребряной формации. Структуры руд также широко представлены на месторождении. Отмечаются как первичные, так и вторичные структуры. Первые представлены структурами, образованными при кристаллизации расплавов и растворов. Наиболее развиты среди них аллотриоморфнозернистая и гипидиоморфонозернистая структуры, которые характерны, главным образом, для сульфидов – пирита, халькопирита, сфалерита, а также коррозионные структуры (при замещении минералов более ранних ассоциаций). Из вторичных структур развиты структуры распада твердых растворов, типичные для сфалерита и халькопирита и катакластические, представленные раздробленными зернами пирита и других сульфидов. Нередко наблюдается микросферолитовая структура, представленная фрамбоидальным пиритом и марказитом.

По результатам рентгеноспектрального анализа, выполненного на микроанализаторе JXA-8100, в рудах месторождения Купол установлены экологически опасные элементы Cu, Pb, Cd, Zn, Fe, Sb, As, Te, Bi, Se и Hg с различным уровнем их концентрации, которые относятся к 1 и 2 классам опасности. Эти элементы (табл. 1) являются либо основными минералообразующими компонентами минеральных фаз, либо изоморфными, входящими в кристаллические решетки минералов в виде примесей.

Так, в качестве минералообразующих компонентов токсичные элементы присутствуют в следующих минералах: Se – агвиларит, петровскит, фишессерит, науманнит; Cu – халькопирит, блеклые руды, штрмейрит; As – арсенопирит, биллингслеит, пирсеит, прустит, теннантит; Sb – тетраэдрит, пираргирит, полибазит, стефанит; Pb – галенит; Zn – сфалерит. Все эти элементы, а также Cd, Bi, Hg и Te встречаются и в виде изоморфных примесей с существенными количествами (табл. 2). Таким образом, содержания в рудах потенциально токсичных элементов колеблются в зависимости от формы их вхождения в кристаллические структуры и составляют (в масс. %): As (0,03-42,29), Pb (0,02-85,11), Cd (0,68-1,71), Zn (0,01-65,80), Cu (0,03-44,20), Fe (0,04-46,21), Se (0,01-24,87), Sb (0,89-25,50), Bi (0,02-0,28), Te (0,02-1,98), Hg (0,01-1,27).

Следовательно, при обработке месторождения, учитывая высокую степень экологической опасности руд, необходимо применять такие технологии отработки и обогащения, чтобы снизить риск экологической угрозы окружающей среде.

Таблица 1

Формы вхождения экологически опасных элементов в рудах месторождения

Элементы	Форма	
	Собственная минеральная	Изоморфная и микропримесная
As	Арсенопирит, биллингслеит, пирсеит, прустит, теннантит	Агвиларит, акантит, пираргирит, пирит, полибазит, Au-Ag, стефанит, штернбергит
Pb	Галенит	Блеклые руды, (теннантит-тетраэдрит), акантит, стефанит, пираргирит, Au-Ag
Cd	–	Сфалерит
Bi	–	Акантит, стефанит, Au-Ag, пираргирит
Te	–	Науманнит, ютенбогаардит, акантит, пирсеит, стефанит, Au-Ag
Cu	Блеклые руды, халькопирит, штроейрит	Стефанит, агвиларит, акантит, арсенопирит, биллингслеит, галенит, науманнит, петровскаит, пираргирит, пирит, пирсеит, полибазит, Au-Ag, фишессерит, сфалерит, штернбергит, ютенбогаардит
Fe	Арсенопирит, халькопирит, штернбергит	Агвиларит, акантит, галенит, науманнит, петровскаит, пираргирит, пирсеит, полибазит, Au-Ag, фишессерит, сфалерит, блеклые руды, штроейрит, ютенбогаардит, стефанит
Se	Агвиларит, науманнит, стефанит, тетраэдрит, фишессерит	Акантит, арсенопирит, биллингслеит, галенит, пираргирит, пирсеит, прустит, Au-Ag, халькопирит, штернбергит, штроймерит, ютенбогаардит
Zn	Сфалерит	Блеклые руды (теннантит, тетраэдрит, фрейбергит), халькопирит, стефанит, пираргирит, Au-Ag, акантит
Sb	Пираргирит, полибазит, стефанит, тетраэдрит	Агвиларит, акантит, арсенопирит, биллингслеит, науманнит, пирсеит, прустит, Au-Ag, халькопирит, штернбергит, ютенбогаардит
Hg	–	Акантит, стефанит, пираргирит, Au-Ag

Таблица 2

Пределы колебания содержаний (в масс. %) экологически опасных элементов в разных классах минералов руд месторождения Купол

Элементы	Классы минералов			
	Самородные	Сульфиды	Селениды	Сульфосоли
As	0,03-0,96	0,77-42,29	2,14-4,39	0,06-18,99
Pb	0,02-0,45	0,02-85,11	–	0,02-3,53
Cd	–	0,68-1,71	–	–
Te	0,02-0,18	0,02-1,82	0,47-0,77	0,02-1,98
Cu	0,04-3,17	0,57-34,45	0,56-7,31	0,03- 44,2
Fe	0,04-1,97	0,38-46,21	0,38-1,97	0,14-7,02
Se	0,01-3,8	0,40-4,30	7,95-24,87	0,08-10,05
Sb	0,95-2,79	0,89-4,80	1,53-4,46	1,45-25,5
Bi	0,05-0,25	0,03-0,28	–	0,02-0,19
Zn	0,02-0,20	0,01-65,8	–	0,03-6,77
Hg	0,01-0,41	0,02-0,11	–	0,02-1,27

Примечание: «–» – не обнаружен.

НЕФТЕГАЗОВЫЕ ТЕХНОЛОГИИ ДЛЯ ПРИМОРЬЯ. ПЕРСПЕКТИВЫ И ПУТИ ВНЕДРЕНИЯ

В.В. Плющай

ООО «ЭНЕРГОСИСТЕМА»,

г. Владивосток, e-mail: 001vvp@gmail.com

В настоящее время топливно-энергетическая промышленность России оказывает значительное негативное влияние на окружающую среду: при добыче полезных ископаемых нарушается почвенный покров, целые природные ландшафты. При добыче и транспортировке, а так же переработке нефти и газа происходит загрязнение атмосферы, почв и мирового океана. Перспективы топливной энергетики в России заключаются в использовании научных достижений для уменьшения воздействия на экосистему, в связи с возрастающими требованиями мирового сообщества к рациональному природопользованию.

В работе рассматриваются возможности внедрения новых для Приморского края технологий в топливно-энергетическом комплексе. В основе их реализации лежат предпринимаемые шаги по созданию в Приморье нефтехимической промышленности, газификации за счет прокладки газопровода Сахалин – Хабаровск – Владивосток, а так же ввода в эксплуатацию нефтепровода Западная Сибирь – Тихий Океан. Анализируется применение некоторых механизмов нефтесинтеза, переработки и сжижения природного газа, создания мини ТЭЦ и когенерационных установок в рамках повышения энергетической безопасности региона с точки зрения экономической эффективности и экологичности производства (табл. 1).

Таблица 1

Преимущества генерации электроэнергии из природного газа

		Уголь	Жидкое топливо	Газотурбинная станция	Атомная электростанция	Гидроэлектростанция
Инвестиции	\$/кВт	1000-1300	600-1300	350-400	1300-2000	1000-3000
Эффективность	%	38-42	38-42	52-57	35	> 90
Эмиссия						
→ SO ₂	г / кВт ч	1-4	1-2	-	-	-
→ NO _x	г / кВт ч	1.5-2	1-1.5	0.5-1	-	-
→ CO ₂	г / кВт ч	800-900	650-750	350-400	-	-
Время ввода в эксплуатацию	лет	4	3-5	2-3	6-10	8-10

ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ БЕЗОПАСНОСТЬ И МОНИТОРИНГ СОСТОЯНИЯ ВОДНЫХ РЕСУРСОВ

О.В. Потенко, В.П. Лушпей

*Дальневосточный государственный технический университет,
(ДВПИ имени В.В. Куйбышева), г. Артём, e-mail: potenkow@mail.ru
Дальневосточный государственный технический университет,
(ДВПИ имени В.В. Куйбышева), г. Владивосток*

В настоящее время озабоченность вызывают негативные изменения, происходящие в окружающей природной среде и ухудшающимися в связи с этим условиями проживания населения. Это и глобальные проблемы, которые призвано решать мировое сообщество, и региональные (локальные), к решению которых должны подключаться федеральные, региональные и местные органы управления, предприятия, организации и отдельные граждане. Готовясь к проведению саммита 2012 года во Владивостоке, состоянию окружающей среды в мегаполисе «Большой Владивосток» придается особое значение.

Автодороги являются одним из источников образования пыли в приземном воздушном слое. При движении автомобилей происходит истирание дорожных покрытий и автомобильных шин, продукты износа которых смешиваются с твердыми частицами отработавших газов. К этому добавляется грязь, занесенная на проезжую часть с прилегающего к дороге почвенного слоя. В результате образуется пыль, в сухую погоду поднимающаяся над дорогой в воздух. Она переносится ветром на расстояния от нескольких до сотен километров.

Отработавшие газы автомобилей с бензиновыми двигателями в числе наиболее токсичных компонентов содержат оксид углерода, оксиды азота и углеводороды, а газы дизелей – оксиды азота, углеводороды, сажу и сернистые соединения. Один автомобиль ежегодно выбрасывает с отработавшими газами примерно 800 кг угарного газа, 40 кг оксидов азота и почти 200 кг различных углеводородов. Снижению токсичности и нейтрализации отработавших газов уделяется основное внимание, и в этом направлении ведутся постоянные технические разработки.

Химический состав и количество пыли зависят от материалов дорожного покрытия. Наибольшее количество пыли образуется на грунтовых и гравийных дорогах. На дорогах с покрытием из зернистых материалов (гравийных) образуется пыль, состоящая в основном из диоксида кремния. На грунтовых дорогах пыль состоит на 90% из кварцевых частиц, остальную долю составляют оксиды алюминия, железа, кальция и др. Валовой выброс пыли на автомобильных дорогах без капитального покрытия составляет свыше 56 тыс. тонн в год. На дорогах с асфальтобетонным покрытием в состав пыли дополнительно входят продукты износа вяжущих битумсодержащих материалов, частицы краски или пластмассы от линий разметки дороги на полосы [1].

Эти загрязнения попадают и в прилегающие водоемы, действуя отрицательно на растительность, рыб и других обитателей, накапливаясь в донных отложениях. Туда же попадает поверхностный сток с автодорог, содержащий в основном соли соляной кислоты или хлориды и другие противогололедные реагенты. По статистическим данным, в РФ средний сброс хлоридов со стоками и снегом за пределы дорог составляет около 500 тыс. тонн в год. Предприятиями автомобильного транспорта также сбрасываются в поверхностные водоемы сточные воды, содержащие в основном взвешенные вещества и нефтепродукты [2].

Воздействие транспорта на растительный и животный мир постоянно растет. Экосистемы на урбанизированных территориях, вблизи автомагистралей не выдерживают антропогенных нагрузок, деградируют и даже гибнут. Автомагистрали, объекты транспортной инфраструктуры изменяют ландшафтные комплексы, разрушают места обитания животных, приводят к сокращению воспроизводства популяций и перемещению живых организмов за пределы их естественного ареала, поэтому разрабатываются мероприятия по охране живой природы от негативного влияния транспорта. Действует Закон от 24 апреля 1995 г. № 52-ФЗ (ред. от 29.12.2004 № 199-ФЗ) «О животном мире».

В период 2009-2012 гг. объемы выбросов загрязняющих веществ будут увеличиваться. Это связано с ростом числа автотранспортных средств, увеличением выработки электроэнергии, использованием высокозольного и высокосернистого топлив в электроэнергетике. Растет количество низковольтных источников выбросов. Предполагается также, строительство нефтеперерабатывающего завода и реализацией других перспективных проектов.

Литература

1. Павлова Е.И. Экология транспорта. Москва: «Высшая школа», 2006. 204 с.
2. III Международная конференция аспирантов и молодых ученых «Проблемы экологии и рационального природопользования Дальнего Востока России и стран АТР и пути их решения». Владивосток: ДВГТУ, 2007. 92 с.

ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИРОДНЫХ ЭМАНАЦИЙ РАДОНА ПОС. ТАВРИЧАНКА, НАДЕЖДЕНСКОГО РАЙОНА

И.В. Салиенко, А.И. Обжиров

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН,
г. Владивосток, Irina20043@mail.ru*

Начиная с 1997 года, были ликвидированы все шахты поселка. В этих местах, через специально оборудованные скважины и газоотводные трубы, отслеживается возможность газовыделения, наибольшую опасность из которых представляют выделения радона. Тяжелый, радиоактивный газ, который скапливается в основном в подвалах и на нижних этажах жилых помещений, опасен для здоровья человека, способен вызывать рак легких [1].

В связи с этим целью работы стало проведение измерений объемной активности радона в п. Тавричанка Надежденского района, и оценить возможность влияния на нее основных геологических факторов.

Тавричанское месторождение расположено на западе бассейна и приурочено к западным активизированным районам Угловской впадины, контролируемой крупным разломом, проходящим вдоль западного борта грабена Амурского залива, обозначенного на рис. 1.

Основными структурно-тектоническими элементами, контролирующими геологическое строение тавричанского месторождения являются северный, центральный и большой сбросы, в районе которых находятся исследуемые на концентрацию ОАР станции.

Это станции № 1, № 2, № 5К ГД, № 7К ГД, № 6К ГД, № 8К ГД, № 9.

Измерения проводились с помощью радиометра альфа-активных газов РГА-500.

Результаты измерений представлены в сводной таблице 1.

В результате полученных данных видно что наименьшее значение ОАР зарегистрировано на станции 2, находящейся вне зоны действия геологических разломов и сбросов. В этом случае точку 2 принято считать фоновой.

Наибольшее значение ОАР из всех исследуемых станций наблюдалось на станции 5к ГД (в подпочвенном воздухе 24284 Бк/м³ и 15064 Бк/м³ в скважине), возможно высокие концентрации обусловлены местонахождением исследуемой точки в зоне действия центрального сброса, а точка 5К ГД, что можно объяснить месторасположением исследуемой точки находится

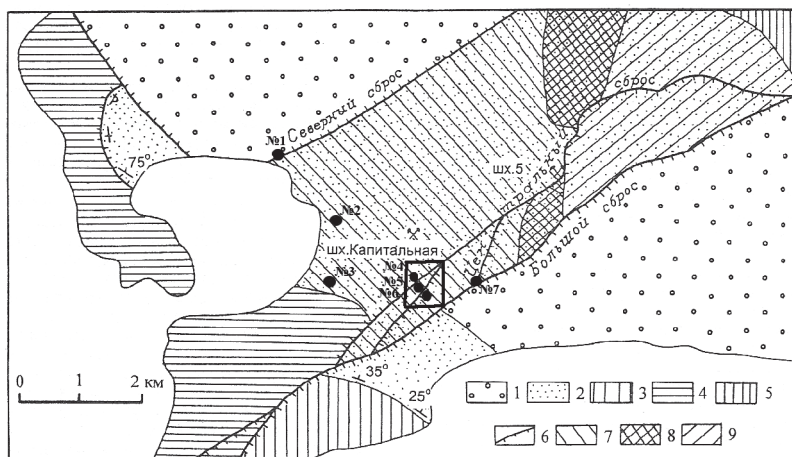


Рис. 1. Тектоническая схема Тавричанского бурогоудьного месторождения.
1 – миоценовые отложения усть-давыдовской свиты, 2 – палеогеновые отложения угловской и надеждинской свит, 3 – нижнемеловые, 4 – верхнетриасовые, 5 – нижнетриасовые отложения, 6 – основные разрывные нарушения, 7 – западная тектоническая зона (палеоопускание), 8 – центральная тектоническая зона (палеоподклятие), 9 – восточная тектоническая зона (палеоопускание).

Таблица 1

№ станции	широта	долгота	ОАРБк/м ³	ОАР возд. Бк/м ³	ОАР в сквБк/м ³
1	43°20.430'	131° 50.696'	6480	820	
2	43°19.948'	131° 51.008'	1204	492	
7к ГД	43°19.886'	131° 51.030'	8788	1892	5288
5к ГД	43°19.749'	131° 51.861'	24284	1428	15064
8к	43°19.749'	131° 51.861'	9380		9380
6к ГД	43°19.758'	131° 51.833'	6952		3864
9	43°19.779'	131° 52.379'	8480	2524	9692

в центральной части этого сброса, более низкие концентрации зарегистрированы, обнаружены на станции 8К ГД (9380 Бк/м³ и 9380 Бк/м³), место нахождения которой, также определяется зоной действия центрального и большого сбросов.

Ст. 7К ГД (8788 Бк/м³ и 5288 Бк/м³), ст. 9 (8480 Бк/м³ и 9692 Бк/м³) попадает на область распространения большого сброса.

Несколько ниже значения АОР были получены на ст. 6К ГД (6952 Бк/м³ и 3864 Бк/м³) и 1(6480 Бк/м³), попадающих под влияние большого и северного сбросов.

Проанализировав таблицу 1 можно увидеть, что относительно значения фоновой станции № 2 значения ОАР на остальных станциях увеличены как минимум на 3 порядка, Особенно выделяется на общем фоне станция № 4, где значение ОАР в подпочвенном воздухе достигло 24284 Бк/м³. Стоит отметить, что все станции, исключая фоновую № 2, так или иначе находились в зоне действия основных структурно- тектоническими элементами, контролирующими геологическое строение тавричанского месторождения – Большого, Центрального и Северного сбросов.

Стоит отметить, что ОАР, согласно нормам радиационной безопасности, для жилых помещений не должна превышать 200 Бк/м³ [2]. Так как полученные значения в исследуемом районе превышают ПДК как минимум в 100раз, проживание и работа в данном районе может быть опасна для здоровья людей.

Литература

1. Пермяков В.М. Радиоактивные эманации. М.-Л.: Изд. АН СССР, 1964.
2. Хульквист Б. Ионизирующее излучение естественных источников. М.: Изд. ИЛ., 1959.

МОНИТОРИНГ ПРИБРЕЖНЫХ БИОЦЕНОЗОВ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО НА ОСНОВЕ ГЕНОТОКСИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

В.В. Слободскова, Е.Е. Солодова

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

Изучение особенностей функционирования морских организмов в прибрежных зонах является одной из фундаментальных и актуальных проблем современной экологии. Антропогенное загрязнение морей оказывает существенное влияние на морские организмы, что сказывается на всех уровнях организации живых систем, от экосистемного до молекулярного. Именно на последнем и происходят адаптивные изменения, которые определяют выживание организма. Некоторые химические агенты, присутствующие в окружающей морской среде, или физические факторы классифицирующиеся как *генотоксиканты* и обладают способностью взаимодействовать с молекулами ДНК и вызывать повреждения в структуре, что часто приводит к наруше-

нию нормального функционирования биологической системы

Действие загрязнителей можно исследовать с помощью различных молекулярных показателей – маркеров, которые на биохимическом или клеточном уровне указывают на присутствие загрязнителя или величину ответной реакции организма. В связи с чем, актуальной является проблема достоверной и оперативной экотоксикологической оценки состояния соответствующих морских акваторий.

Одним из наиболее надежных методов в этой области является метод ДНК-комет, представляющий собой относительно простой, быстрый и чувствительный метод определения повреждений в молекуле ДНК индивидуальной клетки. Важной особенностью метода ДНК-комет является его способность исследовать поврежденность генома индивидуальной клетки на ранних стадиях нарушения биологической целостности. Он основан на электрофорезе ДНК единичных клеток в постоянном электрическом поле. Наблюдаемый геном индивидуальной клетки представлен в виде электрофоретического следа, длина которого и доля ДНК в нем связаны с поврежденностью ДНК в клетке [1].

Впервые метод ДНК-комет («DNA-comet assay») был описан Ostling и Johanson в 1984 г. [5]. Впоследствии метод модифицировался и усовершенствовался с целью его упрощения и повышения чувствительности выявления повреждений клеточной ДНК. Тем самым успел успешно зарекомендовать себя в таких областях науки, как медицина [2], биомониторинг [6], генотоксикология [4].

Целью данной работы является провести биологический мониторинг прибрежных акваторий залива Петра Великого с помощью метода ДНК-комет. За основу был взят кометный анализ, основанный на микрогельэлектрофорезе лимфоцитов человека [1] и жаберных клеток *Mytilus galloprovincialis* [3]. Общий принцип метода включает в себя выделение клеток из ткани, получение геля-слайда, лизис клеток, электрофорез, детекцию комет и обработку результатов.

Авторы ставили задачу – оценить степень повреждения молекулы ДНК жаберных клеток двусторчатого моллюска *Corbicula japonica* обитающего в разных районах залива Петра Великого.

Сбор животных проводился в октябре 2009 года. В работе использовали половозрелых особей (размер 30-34 мм) *C. japonica*.

На рис. 1 представлены микрофотографии комет, формируемых клетками жабр корбикулы японской из разных районов залива Петра Великого. Результаты нашего исследования показывают значительные повреждения ДНК у моллюсков, собранных из мест с антропогенной нагрузкой (эстуария р. Раздольная). У животных, встречающихся в эстуарии р. Артёмовка, отмечено отсутствие ДНК-разрывов или слабое их проявление.

В заключении можно отметить, что сосредоточение хозяйственной деятельности в прибрежной зоне неизбежно сопровождается антропогенным

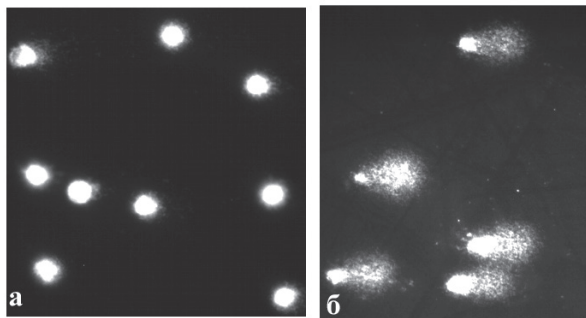


Рис. 1. Степень повреждения молекулы ДНК жаберной ткани *C. japonica* (a) эстуария р. Артёмовка; (b) эстуария р. Раздольная.

воздействием на водные экосистемы. Полученные результаты показывают, что воздействие такого рода может вызывать серьезные нарушения в структуре молекулы ДНК, которые могут быть причиной мутаций и злокачественных трансформаций клетки. На основе проведенного исследования, можно сделать вывод, что метод ДНК-комет обладает высокой чувствительностью, необходимой для регистрации повреждений ДНК на уровне отдельной клетки, и может успешно применяться для мониторинга прибрежной среды.

Литература

1. Тронов В.А., Пелевина И.И. Метод ДНК-комет индивидуальных клеток. Принцип и применения метода // Цитология, 1996. Т. 38. № 4/5.
2. Vijaya Lakshmi A.N., Ramana M.V., Vijayashree B., Ahuja Y.R., Gita Sharma. Detection of influenza virus induced DNA damage by Comet assay // Mutation research 442. 1999. P. 53-58.
3. Frenzilli G., Nigro M., Scancelli V., Gorbi S., Regoli F. DNA integrity and total oxyradical scavenging capacity in the Mediterranean mussel // *Mytilus galloprovincialis*: a field study in a highly eutrophicated coastal lagoon. *Aquat. Toxicol.* 53. 2001. P. 19-23.
4. Kamer I., Rinkevich B. In vivo application of comet assay for aquatic genotoxicity: considering a primary culture versus a cell line. *Toxicology in Vitro* 16. 2001. P. 177-184.
5. Ostling O., Johanson K.J. Microelectrophoretic study of radiation-induced DNA damage in individual mammalian cells. *Biochem Biophys Res commun.* 1984. 123. P. 291-298.
6. Peter Moller, Lisbeth E. Knudsen, Steffen Loft, Hakan Wallin. The Comet Assay as a Rapid Test in Biomonitoring Occupational Exposure to DNA-damaging Agents and Effect of Confounding Factors. *Cancer Epidemiology, Biomarkers & Prevention*, 2000. P. 1005-1015.

ВЛИЯНИЕ ЗОЛОТОДОБЫВАЮЩЕЙ ОТРАСЛИ НА ОКРУЖАЮЩУЮ СРЕДУ АМУРСКОЙ ОБЛАСТИ

Т.А. Снежко

*Амурский государственный университет ГОУ ВПО,
г. Благовещенск, e-mail: t.snezhko@yandex.ru*

Более 140 лет территория Амурской области является объектом добычи россыпного золота. Ежегодно в области без учета добычи рудного золота нарушаются более 1500 га земель, перерабатываются более 170 млн. м³ горной массы и используется 1500 млн. м³ речной воды [2].

Горнодобывающий комплекс по итогам 2008-2009 гг. занимает в структуре промышленного производства Амурской области первое место. Абсолютным лидером в отрасли является добыча золота из коренных источников, которая в 2009 г. составила 38%, что на 8% превышает суммарный показатель энергетического сектора.

В 2009 году в Амурской области было добыто 21 тонна 946 кг золота, что позволило ей впервые переместиться на третье место в общероссийском рейтинге, причем 61,3% было получено предприятиями холдинга «Петропавловск», включающего ряд рудных и россыпных месторождений Амурской области и развивающегося преимущественно в области рудной золотодобычи.

Объемы добычи золота с каждым годом увеличиваются и вместе с этим возрастает нагрузка и негативное влияние на окружающую среду.

Процессы золотодобычи приводят к загрязнению природной среды (атмосферы, гидросферы, литосферы), нарушению ландшафтов, обеднению природных ресурсов.

При горных работах происходит загрязнение атмосферы пылью, соединениями углерода, азота и свинца, что связано с использованием взрывчатых материалов при добыче рудного золота и мощной землеройно-погрузочной техники. Не безопасны для атмосферы и процессы кучного выщелачивания, что сопровождается загрязнением подземных вод и ухудшением качества атмосферного воздуха [1].

Загрязнение и уничтожение биосферы происходит в результате снятия растительного покрова, уничтожения плодородного слоя. При разработке месторождений золота происходит снижение биоразнообразия, истощение рыбных запасов, уничтожение нерестилищ, уменьшение биопродуктивности территорий.

Загрязнение почв происходит как в результате снятия плодородного слоя, так и его уничтожения на полигонах отработок, отвалах и хвостохранилищах. Отсутствие тонких фракций, которые являются минеральной основой почвенно-поглощающего комплекса, и есть причина дефицита необходимых для жизни растений запасов питательных веществ, что влечет за собой незаращение галечных отвалов россыпных отработок в течение десятков лет.

Наибольшее загрязнение природных вод происходит вследствие их физического загрязнения тонкими твёрдыми взвесьями, горюче-смазочными материалами и тяжелыми металлами. Воздействие на окружающую среду происходит не только в районе горных отводов, но и на всем протяжении водотоков вниз по течению.

Загрязнение окружающей среды влечет за собой и ряд других проблем, таких как геолого-геоморфологических, что связано с образованием техногенных форм рельефа (техногенные воронки, карьеры, отвалы, техногенные водоемы) на территориях добычи и переработки руд. По сравнению с естественным рельефом, орографическая расчлененность возрастает в 1,5-2 раза, что приводит к резкой активизации склоновых эрозионных процессов [3].

Особенностью многих месторождений области является их размещение в зоне многолетней мерзлоты. Под влиянием отработок на нарушенных днищах долин отмечается увеличение глубины сезонного протаивания и формирование техногенных таликовых зон, происходит глубокая водно-тепловая мелиорация речных долин [3].

Сведение почвенного покрова и вывод на дневную поверхность горных пород приводят к снижению уровня залегания многолетнемерзлых пород, трансформации теплофизических свойств субстрата и изменению микроклимата территорий. Эти факторы проявляются весьма интенсивно, но имеют локальное распространение.

Разработка месторождений полезных ископаемых приводит к образованию особой категории земель, классифицируемых в настоящее время как нарушенные.

В целом, горнодобывающая промышленность оказывает значительное негативное влияние на окружающую среду, поэтому необходимо проводить мониторинг нарушенных территорий и различные природоохранные мероприятия.

Основная цель природоохранных мероприятий – максимальная локализация загрязнений.

В заключение следует сказать, что проблемы горнодобывающих предприятий еще недостаточно изучены с точки зрения количественных показателей в силу удаленности территорий и закрытости темы.

Однако, обозначенные проблемы требуют срочного изучения и принятия мер по охране окружающей среды и минимизации ущерба в связи с тем, что природные системы обладают многоуровневой организацией и трудновосстановимы.

Литература

1. Говорушко С.М. Влияние хозяйственной деятельности на окружающую среду. Владивосток: Дальнаука, 1999.
2. Савченко И.Ф., Рачук В.В., Савченко М.Н. Экология амурского золота // Экология и промышленность России, 1997. № 5.

3. Пискунов Ю.Г., Кузнецова И.В., Борисова И.Г., Коваль А.Т. Экологические проблемы золотодобычи на примере Амурской области // Экология и промышленность России, 2008. № 1.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ОБЪЕМНОЙ АКТИВНОСТИ РАДОНА В ТОИ ДВО РАН И ДВГТУ ИИСЭ

Н.А. Тухтаманова, И.В. Салиенко

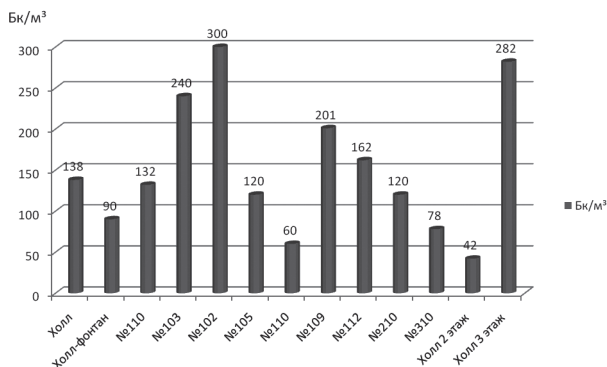
*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН,
г. Владивосток, tysyaT@mail.ru*

Радон и радиоактивные продукты его распада вносят основной вклад в радиационный фон жилых и производственных помещений. Вдыхание радона в помещениях обуславливает эффективную дозу облучения (ЭД) в среднем около одного мЗв в год, т.е. половину дозы облучения людей от всех природных источников [НКДАР, 1982]. В отдельных домах (сооружениях) содержание радона в воздухе может быть многократно повышено. Некоторые люди, не подозревая об этом, в течение жизни систематически получают за счет радона ЭД в десятки мЗв/год. По данным НКДАР, не менее 10% регистрируемых ежегодно в мире заболеваний раком легких вызваны радоновой радиацией. Этот же радиоактивный газ существенно повышает риск заболеваний верхних дыхательных путей и сердечнососудистых заболеваний. Именно поэтому проблема радона занимает важное место в радиоэкологических программах не только в России, но и в США, Японии и странах Западной Европы [2].

Целью работы стало, определить объемную активность радона в местах длительного и ежедневного пребывания людей, сравнить полученные результаты с нормами радиационной безопасности.

Объекты исследования:

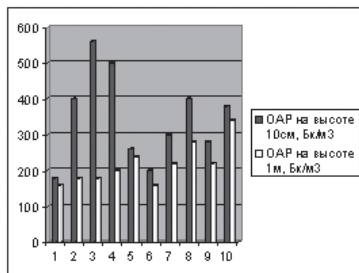
1. В марте 2010 года были проведены измерения объемной активности радона в холле, а также в учебных классах ДВГТУ ИИСЭ на разных этажах.



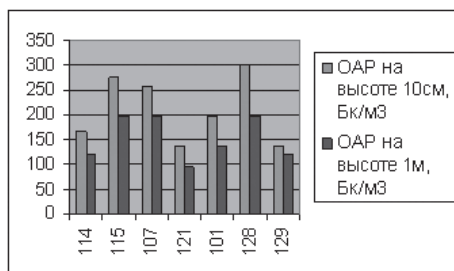
Проанализировав полученные данные, можно сделать вывод о том, что содержание радона в холле 1 этажа ($138-90 \text{ Бк/м}^3$) значительно больше, чем в холле 2 этажа (42 Бк/м^3). Это лишний раз доказывает, что радиоактивный газ скапливается на пониженных уровнях.

Исследования, выполненные в аудиториях 1 этажа, показали, что концентрация радона в них варьирует от 60 до 300 Бк/м^3 . Она может изменяться как из-за строительных материалов, которыми выполнена облицовка стен, так и из-за различного воздухообмена. Исходя из норм радиационной безопасности (НРБ – 99/2009), в которых сказано, что для эксплуатируемых зданий предельно допустимая концентрация радона не должна превышать 200 Бк/м^3 [1]. Делаем вывод: в аудитории №102 – 300 Бк/м^3 и аудитории №103 – 240 Бк/м^3 людям нежелательно находиться, т.к. это может пагубно сказаться на их здоровье.

2. Аналогичные измерения ОАР были выполнены в феврале 2010 года в здании института ТОИ ДВО РАН (подвальное помещение и 1 этаж).



Результаты измерений, выполненных в подвальном помещении ТОИ ДВО РАН.



Результаты измерений, выполненных на 1 этаже ТОИ ДВО РАН.

В результате проведенных измерений можно сделать выводы что, в подвальном помещении ТОИ ДВО РАН наблюдается большое превышение ОАР, по нормам радиационной безопасности она не должна превышать 200 Бк/м^3 , здесь же максимальная концентрация составляет 560 Бк/м^3 , что почти в 3 раза превышает ПДК. Так же в лабораториях №115, 107 и 128 помещения ТОИ ДВО РАН превышена допустимая концентрация радиоактивного газа, это говорит о том, что данные условия не являются благоприятными для длительного нахождения в этих комнатах людей, тем более для ежедневного выполнения работы в них и требуют проведения радонозащитных мер.

В заключении можно отметить, что радон (тяжелее воздуха в 8 раз) скапливается в подвальных и цокольных помещениях, но его поступление из почв, на которых расположены объекты нашего исследования, незначительно, так как он не распространяется на верхние этажи.

Литература

1. Козлов Ф.В. Справочник по радиационной безопасности. М.: Энергоатомиздат, 1991. 352 с.
2. Проведение радиационных – гигиенического обследования жилых и общественных зданий // Метод. указания. СПб.: Любавич, 1998. 29 с.

ДИНАМИКА ЗАБОЛЕВАЕМОСТИ ПО АРТЁМОВСКОМУ ГОРОДСКОМУ ОКРУГУ ЗА ПЕРИОД 2007-2009 ГГ.

А.Г. Чуксина

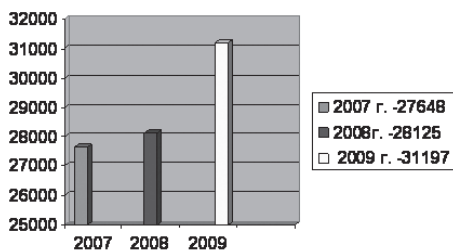
Филиал Дальневосточного государственного технического университета (ДВПИ имени В.В. Куйбышева), г. Артём, e-mail: q234567894567u5@bk.ru

Состояние окружающей среды играет важную роль в формировании здоровья населения. В медицинском отношении весьма существенно, что одни и те же ингредиенты природной среды способны оказывать в зависимости от дозы патологическое и оздоравливающее действие [3].

Работая на станции скорой медицинской помощи (ССМП) Артёмовского городского округа (АГО) и проанализировав свою работу за 3 года, могу отметить, что наибольший процент приходится на вызовы с сердечно-сосудистыми заболеваниями, что связано со стремительным ритмом нашей жизни, ростом психо-эмоциональной нагрузки, низкой медицинской грамотностью.

На втором месте вызова связанные с заболеваниями органов дыхания, что обусловлено климатическими условиями нашего региона и в связи с неблагоприятной эпидемической обстановкой заболеваемости ОРВИ в примыкающих к Приморскому краю регионах и в ближайших странах в 2009 году. На третьем месте все прочие заболевания. На диаграмме видно, что в среднем количество вызовов остается стабильно высоким и имеет тенденцию к увеличению количества вызовов.

Причинами такой динамики заболеваемости могут быть следующие причины. Это загрязнения атмосферного воздуха в АГО, источником чего считаются автотранспорт и Артём ГРЭС, а также котельные предприятия и дома частного сектора во время отопительного сезона [2]. Заметим, что АГО находится, в значительной своей части, на площади расположения подземных горных выработок угольного месторождения Артёмовской мульды (депрессии). В настоящее время они частично затоплены, что, ве-



Общее количество вызовов по ССМП АГО за период с 2007-2009 гг.

роятно, должно сказываться на динамике подземных вод и их геохимических показателях. Характерной чертой депрессии является также сгущение разломных тектонических зон. Для таких зон локальных разломов сопровождающих месторождения с органическим сырьем характерны эманиции углеводородов, радона и др. газов, количество которых превышает фоновое. Кроме того, известно, что подобные разломные зоны генерируют специфические электромагнитные излучения, которые, в свою очередь, оказывают влияние на медико-биологические показатели биосферы [1].

Учитывая все выше изложенное, представляется, что кроме изменений в сфере структуры источников энергоснабжения АГО и увеличения санитарно-профилактических мероприятий, необходимы дополнительные исследования в области геолого-геофизического, медико-биологического и социально-экономического направлений.

Литература

1. Кострюкова Н.К., Карпин В.А. Геопатогенные эффекты локальных разломов земной коры. //Современные наукоемкие технологии, 2005. № 5. С. 26-30.
2. Пискунов Ю.Г., Харитонов В.В., Пискунов А.Г. Влияние печей отопления домов индивидуальной застройки на состав приземного слоя воздуха в г. Артёме и альтернативные варианты // Материалы конференции, 2009. 223 с.
3. Царфис П.Г. Природа и здоровье человека (лечебно-профилактические основы курортологии). М.: Высш. шк., 1987. 480 с.

УТИЛИЗАЦИЯ ГАЗОВОЙ ЭМИССИИ ПОЛИГОНА ТВЕРДЫХ БЫТОВЫХ ОТХОДОВ ГОРОДА ВЛАДИВОСТОКА

А.В. Яцук

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН,
г. Владивосток, e-mail: yatsuk@poi.dvo.ru*

Во всем мире переработка и утилизация бытовых отходов становятся все более злободневной проблемой. В США и Западной Европе для снижения негативного воздействия полигонов твердых бытовых отходов на атмосферу применяются системы дегазации для утилизации образующегося биогаза. В России опыта использования таких систем значительно меньше.

К основным компонентам биогаза относят не только парниковые газы (метан и диоксид углерода), но и такие токсичные соединения как – оксид углерода, окиси азота, сероводород, диоксид серы, при горении выделяются канцерогенные соединения – бензол, бензапирен, толуол, диоксины.

Комплексное решение проблемы утилизации свалочных газов в мировой практике осуществляется двумя способами. Первый – пассивная дегазация на полигонах, второй – промышленный сбор биогаза. Оба способа утилизации решают проблему газобезопасности и уменьшения эмиссии газов в атмосферу, одновременно решая не менее важные экономические и социальные проблемы.

Исследование возможности и перспективы утилизации газовой эмиссии полигона твёрдых бытовых отходов г. Владивостока проведено в рамках программы подготовки к саммиту стран Азиатско-Тихоокеанского экономического сотрудничества во Владивостоке 2012 г.

Полигон ТБО г. Владивостока эксплуатируется с 1967 года и расположен в окрестностях города, на западном побережье Уссурийского залива. Свалка размещается в водоохраной зоне Уссурийского залива, нанося огромный экологический ущерб окружающей природной среде города. Высота свалочного тела достигает 35-40 м, общая площадь 15,9 га, при этом общий объем отходов составляет 1,390 млн. м³.

В связи с принятием решения о закрытии полигона и его последующей рекультивации, в 2008-2009 гг. были проведены газогеохимические исследования, направленные на изучение состава газовой эмиссии полигона и его воздействия на воздушный бассейн. Полученные результаты позволили сделать предварительную оценку объема поступления эмиссии свалочных газов в атмосферу, а также сделать ряд выводов о существующем экологическом состоянии полигона:

1. Основная эмиссия полигона – «свалочный газ», в составе которого установлены:

- основные компоненты ($\geq 1\%$): метан, углекислый газ;
- макропримеси (0,1-1 %): водород, тяжелые углеводороды;
- микропримеси (0,00001-0,1%) – оксид углерода, оксид и диоксид азота, сероводород, диоксид серы и бензол [3].

2. Установлено, что 90% площади полигона относится по газоопасности к потенциально опасной и опасной (пожароопасной) [3].

3. Выявлена постоянная эмиссия метана в верхние горизонты по всей площади свалки. Наибольшие концентрации метана в газовой эмиссии полигона установлены в восточной части свалочного тела наименее подверженного процессам открытого горения и тления. Концентрации CH₄ в приповерхностных грунтах доходили до 55% [3].

4. Предварительной оценкой установлено, что суммарная эмиссия свалочных газов полигона твердых бытовых отходов «Горностаевский» составляет 2442 тонн/год. Оценка эмиссии в атмосферу проведена на основе полученного фактического материала и в соответствии с действующими нормативными документами и методиками [2].

5. Нарушение технологической эксплуатации и особенности термического режима полигона способствуют большому поступлению СО в атмосферу – 157,5 тонн/год (с концентрацией до 0,09%) [1]. Приведенная оценка, правда, не учитывала эмиссию окиси углерода в атмосферу, образованного в процессе горения продуктов свалки на ее поверхности в западной части полигона.

В связи с высокой актуальностью проблемы и начавшейся в 2010 году рекультивацией полигона необходимо продолжать научно-исследовательские работы по изучению газовой эмиссии полигона г. Владивостока.

В проект рекультивации полигона помимо двух основных этапов: технического и биологического, необходимо включить комплексные газогеохимические исследования, направленные на оценку объема эмиссии биогаза в атмосферу. Внедрение технологий извлечения и практического использования эмиссионных газов позволит не только обеспечить газобезопасность полигона в будущем, но и существенно снизит негативное воздействие на состояние воздушной среды города.

В перспективе утилизированный и очищенный биогаз может быть использован в различных областях народного хозяйства региона:

- энергетике (переработка в топливо для газовых двигателей с целью получения электроэнергии и тепла);
- химической промышленности (производство метанола);
- обогащение метаном и использование в качестве бытового газа для нужд жителей близлежащих поселков.

Для утилизации газовой эмиссии полигона рекомендуется:

- бурение сети вертикальных газо-дренажных скважин, соединяющихся линиями газопроводов, в которых компрессорная установка создает разрежение необходимое для транспортировки биогаза до места использования;
- установка газосборного пункта предназначенного для принудительного извлечения и очистки свалочных газов с подачей конечному потребителю.

Утилизация газовой эмиссии полигона ТБО г. Владивостока позволит уменьшить вредные и токсичные газовыбросы в атмосферу, улучшит экологическое состояние окружающей среды и принесет экономическую и социальную пользу.

Литература

1. Гресов А.И., Яцук А.В., Обжиров А.И. Генезис и эмиссия окиси углерода на полигоне ТБО «Владивостокский» // Вестник ДВО РАН, 2009. № 6. С. 50-54.
2. Методика расчета количественных характеристик выбросов загрязняющих веществ в атмосферу от полигонов твердых бытовых и промышленных отходов. Академия коммунального хозяйства им. К.Д. Памфилова. Москва, 2004.
3. Яцук А.В., Гресов А.И. Результаты эколого-газогеохимического исследования полигона ТБО «Горностаевский» // Материалы IV конференции молодых ученых ТОИ ДВО РАН «Океанологические исследования». Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2009. С. 82-83.

ИЗУЧЕНИЯ БИОГЕОХИМИЧЕСКОГО НАКОПЛЕНИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ПОЧВАХ И РАСТЕНИЯХ ОТВАЛОВ СТАРОЙ ЗОЛОТОДОБЫЧИ (ПРИМОРЬЕ)

Е.И. Медведев, Н.И. Медведева, В.П. Молчанов

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
e-mail: Cage21@mail.ru*

Юг Дальнего Востока является одним из богатейших ресурсных регионов России с многовековой историей золотодобычи. За этот период времени из россыпных месторождений региона было добыто, по оценкам ряда специалистов, более 1000 т благородного металла. Интенсивная эксплуатация россыпных объектов привела к существенному истощению их первичных запасов и значительному загрязнению окружающей среды отходами горного и обогащательного производства. В них, помимо значительных количеств самородного золота и минералов платиновой группы, потерянных в процессе эксплуатации из-за несовершенства технологии обогащения, установлены высокие содержания ртути, намного превышающие предельно допустимые концентрации. Это связано с тем, что многие годы благородные металлы добывали с помощью технологий, основанных на применении ртути.

Ртуть относится к числу наиболее токсичных химических элементов, и, поступая в окружающую среду в результате техногенного воздействия в количествах, превышающих естественный фон, резко обостряет экологическую обстановку. Для промышленно развитых территорий Приморья проблема загрязнения ртутью окружающей среды, как и для других регионов Дальнего Востока России, в последние десятилетия приобрела характер региональной экологической проблемы.

Благодаря своей уникальной способности находиться в разных фазовых состояниях и легко перераспределяться между ними, ртуть широко распространена во всех компонентах природной среды. В связи с этим данная проблема особо остро стоит в пределах густонаселенного юга Дальневосточного региона, где из экзогенных месторождений добывается золото с применением технической ртути уже в течение нескольких столетий, что привело к появлению большого числа техногенных россыпей протяженностью десятки километров и объемами в сотни тысяч кубических метров. Они представляют немалую угрозу окружающей среде из-за присутствия значительных количеств технической ртути. Известно, что большая часть металлической ртути задерживается органическим веществом верхних почвенных горизонтов. Но в пределах крупнообъемных старых отвалов идет заражение ртутью подземных и поверхностных вод, почв, почвогрунтов, донных отложений и растительного покрова. При этом следует учитывать, что система почва-растение – основное звено пищевой цепи, в которой формируется поток минеральных компонентов, поглощаемых животными и человеком.

Растения, отражая видовые особенности накопления и содержания ми-

кроэлементов, несут, тем не менее, локальную окраску в виде преобладания в их составе элементов, которыми богаты почвы в районе произрастания, причем как жизненно необходимых, так и токсичных.

В результате биогеохимического перераспределения создаются обширные ореолы ртутного рассеяния, как в районах золотодобывающих предприятий, так и в местах, отдаленных от интенсивной производственной деятельности.

Объектами исследований выбраны техногенные россыпи Фадеевского узла, расположенного в пределах юго-западной части Приморского края. Самородное золото здесь извлекалось, согласно архивным данным, начиная с 17 века китайцами, а затем первыми русскими переселенцами. В начале XX века французская горнодобывающая компания применяла при их эксплуатации многочерпачные паровые экскаваторы, действовала обогащательная фабрика. Весьма активно добыча золота развивалась и в послереволюционное время. В итоге более чем трехвековой эксплуатации в пределах узла сформировалось большое количество техногенных россыпей.

Ртуть, содержащаяся в техногенных отложениях, постоянно выводится на поверхность, и с взвесью, а также в парообразном состоянии мигрирует за пределы россыпей. В период дождей и таяния снегов тяжелые металлы, в том числе ртуть, попадают в реки и переносятся далее вниз по течению, расширяя очаг ртутного заражения, и негативно влияя на всю экосистему, включая растительный покров.

Первым полигоном для применения комплекса методов биогеохимического поиска и гидрометаллургического обогащения избрана россыпь реки Малая Нестеровка. Анализ данных биогеохимического накопления общей ртути и некоторых микроэлементов показал, в соответствии с количественными характеристиками биологического поглощения, превышающими известные средние значения для растительности континентов (кларки, K_6), что исследуемые полигоны действительно не избежали антропогенного загрязнения. Биогеохимические исследования почвенного покрова и произрастающих на них растений позволили выявить растения – индикаторы, накапливающие ртуть. К ним отнесены, в первую очередь, клевер-люпин ($K_6 = 4,92$) и леспедеца двухцветная ($K_6 = 2,46$). Это позволило оконтурить места наибольшего распределения ртути и выявить биогеохимические аномалии, указывающие на наиболее зараженные участки старых отвалов. Указанные техногенные россыпи могут быть вовлечены в переработку с применением современных технологии переработки минерального сырья на основе пиро-гидрометаллургии и фторидного выщелачивания.

Секция 7

**Водные ресурсы Дальневосточного региона:
гидрогеология и гидрохимия поверхностных и подземных вод**
Руководитель: д.г.-м.н. О.В. Чудаев (ДВГИ ДВО РАН)

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГАЗОВОЙ ГЕОХИМИИ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД СИХОТЭ-АЛИНЬКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

И.В. Брагин, Г.А. Челноков

*Дальневосточный Геологический Институт ДВО РАН,
г. Владивосток, bragin_ivan@mail.ru, geowater@mail.ru*

Низкотемпературные термальные воды юга Дальнего Востока распространены вдоль прибрежной зоны Охотского и Японского и приурочены к восточной части Сихотэ-Алинской складчатости. Объектами исследований являлись: Аннеские минеральные воды и Тумнинские минеральные воды (Хабаровский край), месторождения минеральных вод Чистоводное и Амгу (Приморский край). Основное их изучение велось в 30-е – 60-е годы прошлого столетия [1, 2, 4]. В основной своей массе, области проявления термальных вод в настоящее время разбурены, и на их территории функционируют бальнеолечебницы: Анненские минеральные воды, Тумнин, Амгу, Чистоводное. Остальные проявления используются местным населением для самолечения: Кхуцин, Банный. Предыдущие исследования в основном касались геохимии вод [6-9]. При этом газовая составляющая вод оставалась малоизученной.

В настоящей работе приводятся новые данные по газовому составу и изотопии термальных вод месторождений Хабаровского края (Тумнин и Анненские минеральные воды) и Приморья (группы источников Амгу и Чистоводное).

Газовый состав вод – важнейший показатель происхождения вод. Он нередко влияет на их ионный состав и определяет возможность использования месторождения как бальнеологического ресурса. Растворенные и спонтанные газы рассматриваемых терм представлены в основном азотом с примесью редких газов. Примеси других газов (CH_4 , CO_2 , O_2), как правило, незначительны. Если присутствие CH_4 и CO_2 можно объяснить глубинными процессами, то присутствие кислорода в пробах, видимо, является либо следствием захвата воздуха при пробоотборе, либо результатом смешения исследуемых терм с водами гипергенной зоны, насыщенной газами атмосферы [1].

Для изучения состава газовой фазы Сихотэ-Алинских термальных месторождений нами были отобраны и проанализированы пробы вод с растворенным в них газом, на месторождении «Кхуцин» взята проба спонтанно выделяющегося газа. Результаты анализов приведены в таблице 1. Исследованные воды по газовому составу можно отнести к азотным термальным.

Как видно из таблицы, значения газового состава месторождений

Таблица 1

Состав газа термальных вод Сихотэ-Алиня, %

Место отбора	Вид пробы	Кол-во газа, мл/л	O ₂	N ₂	CO ₂	CH ₄
<i>Приморский край</i>						
Чистоводное, скв. № 44	Растворенный газ	15,74	19,6	79,93	0,47	0,0001
«Баннный»	-//-	14,68	12,17	86,76	1,02	0,06
«Кхуцин»	Спонтанный газ	—	1,88	98,11	0,01	0,01
«Кхуцин»	Растворенный газ	10,43	7,57	91,3	1,12	0,01
<i>Хабаровский край</i>						
Тумнин, скв. № 8	-//-	15,43	13,6-14,43	85,53-86,37	0,03-0,04	0,003-0,009
Анненские, скв. № 12	-//-	15,61	17,66-17,96	82,01-82,31	0,03	0,0001-0,003
Атмосферный воздух [1]			20,947	78,084	0,0314	0,0002

Хабаровского края схожи. Это можно объяснить тем, что оба месторождения разбурены, отбор проб производился непосредственно из накопительной емкости, в которую вода поступает из скважин по трубопроводу. Это единственный способ пробоотбора, так как отбор проб из глубины невозможен. Соотношение основных газов (азота и кислорода) здесь немного отличается: состав газа Анненских источников значительно приближен к атмосферному, что, скорее всего, было вызвано вовлечением воздуха при работе насоса.

Допустимое содержание растворенных в воде азота и инертных газов в атмосферных условиях не превышает 15-19 мл на 1 литр воды [1]. Повышенное содержание этих компонентов говорит о дополнительных (помимо атмосферы) источниках поступления газов в термальные воды. Исследованные же нами воды имеют газонасыщенность 14,68-15,64 мл/л. Только газонасыщенность месторождения Кхуцин (10,43 мл/л) свидетельствует о преждевременной дегазации терм. Возможно, это вызвано тем, что источник изливается в колодец и пробы взяты из открытого резервуара. С учетом небольшого дебита (около 2 л/мин), можно допустить, что вода в колодце успевает дегазироваться. Таким образом, можно предположить, что исследованные нами растворенные и спонтанно выделяющиеся газы имеют атмосферное происхождение. Отсутствие влияния ювенильных газов подтверждается и низким отношением изотопов $^3\text{He}/^4\text{He}$ (0,1-0,24)* 10^{-6} для термальных вод месторождения Чистоводное [3].

В целом наши исследования газового состава подтверждают уже имею-

щиеся данные по геохимии вод термальных проявлений Сихотэ-Алиня. Исследованные воды – низкоминерализованные низкотемпературные щелочные термальные с азотом в качестве основного газового компонента. Вероятнее всего, азот имеет атмосферное происхождение. В свою очередь воды также являются метеорными, инфильтрационными. Согласно геохимическому моделированию [5], изученные термы формируются в зонах быстрого водообмена.

Литература

1. Барабанов Л.Н., Дислер В.Н. Азотные термы СССР. М.: Геоминвод, 1968. 120 с.
2. Богатков Н.М., Кулаков В.В. Анненские термы // Сов. геология, 1966. № 5. С. 153-155.
3. Боголюбов А.Н., Корпляков О.П., Бенкевич Л.Г., Юденич В.С. Изотопы гелия в подземных водах Приморья // Геохимия, 1984. № 8. С. 1241-1244.
4. Кирюхин В.А., Резников А.А. Новые данные по химическому составу азотных терм юга Дальнего Востока // Вopr. специальной гидрогеологии Сибири и Дальнего Востока. Иркутск: СО РАН, 1962. С. 71-83.
5. Рыженко Б.Н., Барсуков В.Л., Князева С.Н. Химические характеристики (состав, рН, Eh) системы порода–вода. 1. Система гранитоиды–вода // Геохимия, 1996. № 5. С. 436-454.
6. Чудаев О.В., Чудаева В.А., Брагин И.В. Геохимия термальных вод Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология, 2008. Т. 27. № 6. С. 73-81.
7. Чудаев О.В. Состав и условия образования современных гидротермальных систем Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2003. 211 с.
8. Чудаева В.А., Чудаев О.В., Челноков А.Н. и др. Минеральные воды Приморья (химический аспект). Владивосток: Дальнаука, 1999. 160 с.
9. Bragin I.V., Chelnokov G.A., Chudaev O.V., Chudaeva V.A. Low-temperature geothermal waters of continental margin of Far East of Russia // Proceedings of the 12th International symposium on water-rock interaction WRI-12. London: Taylor & Francis Group, 2007. P. 481-484.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ПОДЗЕМНЫХ РАССОЛАХ СУХОДОЛЬСКОГО ЛИМАНА (ПРИМОРСКИЙ КРАЙ)

М.Г. Блохин, Г.А. Челноков

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

В рассолах проявления Речица были измерены концентрации редкоземельных элементов (РЗЭ). Установлено, что рассолы значительно обогащены легкими РЗЭ (LREE) по отношению к тяжелым (HREE) (Σ LREE = 0,6 мг/л, Σ HREE = 0,08 мг/л). Такое соотношение вероятно вызвано избирательным выщелачиванием тяжелых РЗЭ из водовмещающих пород в процессе взаи-

модействия рассолов с породой, т.к. HREE связаны с карбонатными лигандами в растворе. Довольно высокое общее содержание РЗЭ связано с водородным показателем $pH = 6,5-6,55$, а также значительной минерализацией. С целью определения доли РЗЭ связанных с коллоидными частицами был проанализирован отфильтрованный осадок ($> 0,45$ мкм). Было установлено, что приблизительно 1% РЗЭ связан в рассолах с коллоидами (железа, магния и пр.). Это соответствует аналогичным данным по Саргассову морю [4]. Исследованиями вод Тихого океана установлено, что с коллоидами переносится 2-5% легких РЗЭ и 1% тяжелых [1]. Таким образом, поведение РЗЭ в рассолах сходно с их поведением в морской среде.

Зарубежные исследования, показали, что профиль распределения РЗЭ в подземных водах, в первую очередь, несет в себе информацию именно об областях питания водоносного горизонта, и уже во вторую, отражает характеристики водовмещающих пород [3]. Данное утверждение основано на том, что насыщение воды РЗЭ происходит достаточно быстро и в последствие не претерпевает больших изменений. Для наблюдения соотношений РЗЭ в рассолах полученные концентрации были нормированы к хондриту. Установлено, что соотношения концентраций РЗЭ рассолов проявления Речица, имеют черты сходства с морскими водами Мертвого моря [3]. Профиль РЗЭ типичен для вод, формирующихся в известняках (понижение от La к Lu с изменяющейся отрицательной Eu и слабой положительной Gd-аномалиями). Аномалия Gd, в данном случае, по-видимому, является результатом повышенной стабильности гадолиния в подобных водных комплексах, за счет его меньшей активности относительно соседних элементов [2]. Данный вывод, указывает на наличие карбонатных пород (известняков) в зоне питания рассолов, что также хорошо соотносится с кальциевым типом рассолов.

Литература

1. Alibo D.S., Nozaki Y. Rare earth elements in seawater: particle association, shale-normalization, and Ce oxidation. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1999. 63. P. 363-372.
2. Chopin F., Berger G., Bauer A., Castet S., Loubet M. Sorption of lanthanides on smectite and kaolinite. *Chem. Geol.*, 2002. 182. P. 57-68.
3. Möller, Rosenthal E., Dulski P., Geyer S. Characterization of recharge areas by rare earth elements and stable isotopes of H_2O // *The Water of the Jordan Valley Scarcity and Deterioration of Groundwater and its Impact on the Regional Development*, Heinz Hötzl, Peter Möller and Eliahu Rosenthal Springer Berlin Heidelberg, 2008. P. 123-148.
4. Sholkovitz E.R., Landing W.M., Lewis B.L. Ocean particle chemistry: The fractionation of rare earth elements between suspended particles and seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1994. 58. P. 1567-1580.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ВОДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОДАХ И ВОДАХ АБРАМОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПРИМОРЬЕ)

Е.А. Вах, Н.А. Харитонов

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

В работе приведены новые уникальные данные, о концентрации редкоземельных элементов в воде на Абрамовском месторождении иттриево-земельных руд. Также изучены водовмещающие породы месторождения. На основе полученных результатов, выявлены новые особенности накопления и миграции редкоземельных элементов в воде и в породе на месторождении.

Основная цель – это определение содержания и распределения РЗЭ в водах и в породах на Абрамовском месторождении, а также выявление характера фракционирования РЗЭ в процессе взаимодействия воды с водовмещающими породами.

Абрамовское месторождение находится в 2 км юго-восточнее п. Павловки. Промышленная минерализация РЗЭ Абрамовского проявления, выявленная впервые в 1997 г., этот участок в конце 90-х годов прошлого века отрабатывался на строительный камень, используемый для отсыпки технологических дорог угольным разрезом «Павловский». В настоящее время основная часть днища карьера, ниже отметок 87 м затоплена дождевыми и грунтовыми водами, представляя собой довольно крупной закрытый искусственный водоем.

Абрамовского проявление залегает в нижнекембрийских отложениях лужановской свиты ($C_1\ell z_1$). Рудная минерализация на Абрамовском проявлении приурочена к горизонту шунгитовых сланцев и прорывающих их аргиллизированных базальтах дайкового комплекса. Редкоземельные элементы, как и другие элементы-примеси, присутствуют в породе в виде собственных минералов и как сорбированные формы. Основные руды месторождения представлены преимущественно карбонатами иттрия (кимураит и локкаит) и глинами со сложными сорбированными формами редкоземельных элементов, для которых характерно обогащение их средними и тяжелыми лантаноидов. Значительно менее распространены Nd-лантаноидные руды, максимально обогащенные легкими и средними формами лантанаидов [2].

На абрамовском рудопоявлении и прилегающем к нему территории было отобрано 20 проб из поверхностных водных источников, а также образцы наиболее основных разновидностей руд обогащенных редкими элементами. Основная часть водных проб была отобрана их различных участков карьера. Также пробы отбирались из озера Барабаш.

Наши данные показывают, что содержание редкоземельных элементов в водах месторождения на несколько порядков ниже, чем в породах, что обусловлено временем циркуляции вод и характером взаимодействия

вода-порода [1]. Но если сравнивать концентрации РЗЭ в водах на месторождении и в водах озера Барабаш, то видны аномально высокие концентрации РЗЭ в воде на месторождении. Воды и водовмещающие породы обогащены тяжелыми РЗЭ. Была выявлена Се-аномалия. Отрицательная Се-аномалии в породе, связана с отсутствием минералов концентрирующих Се (рис. 1). На примере Абрамовского месторождения Павловского разреза, определение РЗЭ в воде можно использовать для выявления коренных объектов с редкоземельной минерализацией.

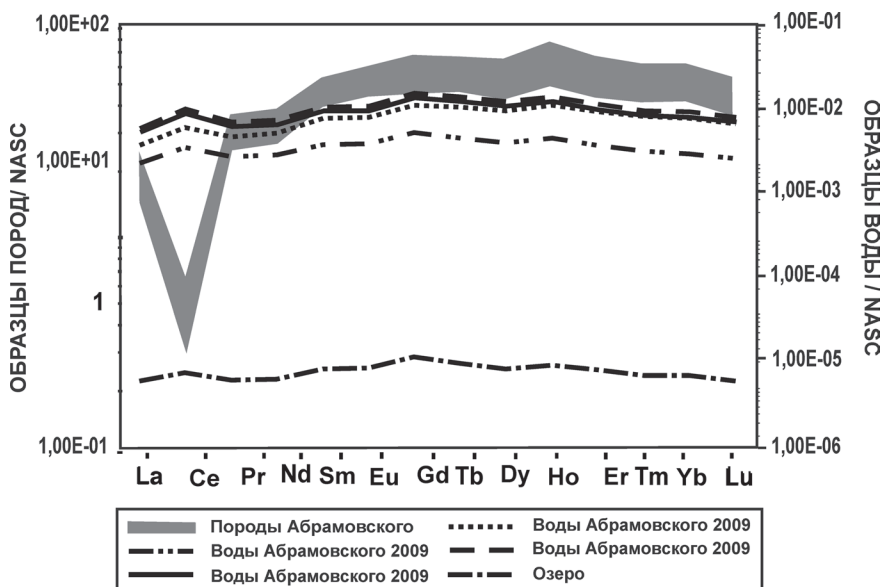


Рис. 1. Распределение РЗЭ в воде и водовмещающей породе Абрамовского месторождения.

Показано, что профиль распределения редкоземельных элементов в воде, в основном, соответствует профилю распределения этих элементов в водовмещающей породе.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта ДВОРАН №10-3-B-08-196.

Литература

1. Вах Е.А., Еловский Е.В. Содержание РЗЭ в минеральных водах и водовмещающих породах Фадеевского месторождения (Приморский край). Владивосток: Вестник ДВО РАН, 2010. № 1, 132 с.
2. Отчет партии прогнозов за 2006-2008 гг. Поисковые работы на редкоземельные металлы на Павловской площади (Ханкайский массив). Владивосток, 2008. В 3-х томах. 266 с.

ГЕОХИМИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД АМУРСКОЙ ОБЛАСТИ

О.С. Ершова, Н.В. Трутнева

*Государственное образовательное учреждение
высшего профессионального образования*

Амурский государственный университет, г. Благовещенск

По условиям формирования ресурсов подземных вод и литолого-фациальным особенностям на территории Амурской области выделены следующие типы территорий (каждой из которых присущи свои гидрохимические особенности подземных вод): трещинные подземные воды криогенных гидрогеологических массивов, артезианских и вулканогенных бассейнов (Становой, Джугджурский, Тукурингро-Джагдинский, Мамынский; криогенные геологические массивы (Неверский, Гонжинский массивы), Уркано-Амазарский бассейн трещинно-карстовых вод, Огоджинский вулканогенный бассейн, Туранский гидрогеологический массив).

Пресные воды с минерализацией 0,1-0,3 г/л, в основном, соответствуют питьевым стандартам, за исключением пониженных содержаний фтора и, в отдельных случаях, сверхнормативных концентраций железа. Источником повышенного содержания железа (до 0,9-2,3 мг/л) являются подземные воды талых покровных отложений и зафиксированные в отдельных скважинах каптирующие совместно зоны трещиноватости и покровные отложения.

На локальных участках криогенных гидрогеологических массивов скважинами выведены воды, содержащие повышенные концентрации стронция (юго-восточная часть Орочиканского месторождения подземных вод) и кадмия (участок Хайкта Березитового месторождения подземных вод), что обусловлено минералогическим составом водовмещающих пород. В зоне, примыкающей к Амуру-Зейскому артезианскому бассейну (Мамынский криогенный гидрогеологический массив, Неверский, Гонжинский массивы) скважинами вскрываются подземные воды со сверхнормативными (до 3 мг/л) содержаниями железа.

Подземные воды освоенных территорий Верхнезейского артезианского бассейна (вдоль Зейского водохранилища), залегающие в рыхлых поровых коллекторах (таликах), пресные с минерализацией 0,1-0,2 г/л. Их качество в целом соответствует требованиям питьевых стандартов, за исключением повышенных концентраций железа (в среднем 5,5 мг/л) и сероводорода.

На площади Амуру-Зейского бассейна ресурсы подземных вод формируются, в гидравлически разобщенных пластах слаболитифицированных осадочных пород. Подземные воды бассейна распределены между водоносными пластами в сазанковской, бузулинской, кивдинской и цагайской свит. В долинах рек, в верхней части разреза, зачастую обводнены аллювиальные четвертичные отложения (в большей степени современный аллювий низких и высоких пойм).

Показатели химического состава подземных вод вышеуказанных го-

ризонтов и комплексов, находящихся в ненарушенных условиях являются фоновыми для одноименных гидрогеологических подразделений, расположенных в зонах различных техногенных воздействий (работы водозаборов, добычи полезных ископаемых и т.д.). Качественный состав всех подземных вод оценен применительно к действующим санитарным нормам воды хозяйственно-питьевого назначения.

Подземные воды с минерализацией более 1 г/л, относимые преимущественно к лечебно-столовым, распространены локально – Гонжинское, Быссинское, Константиновское месторождения минеральных вод, в северо-западной части Амурской области, на площади Станового криогенного массива.

Изменчивость основных показателей качества подземных вод (железо, марганец) в течение года не зависит от водности фаз гидрологического режима территории.

Высокие концентрации меди, железа в подземных водах Амуро-Зейского бассейна, в значительной степени обусловлены природными факторами. При организации на основе использования таких вод питьевого водоснабжения, требуется реализация специальных мероприятий по обезжелезиванию и деманганизации.

ИСТОЧНИКИ ФОРМИРОВАНИЯ ЩЕЛОЧНОСТИ ВОД РЕКИ РАЗДОЛЬНОЙ

Т.А. Михайлик¹, П.П. Тищенко¹, П.Я. Тищенко¹, Т.А. Веливецкая²

¹*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН,
г. Владивосток, e-mail: Tatyana_libra@mail.ru*

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

В 2008 году (в период с февраля по октябрь) сотрудниками лаборатории гидрохимии ТОИ ДВО РАН были проведены экспедиционные исследования на реке Раздольной и в ее эстуарии. Было обнаружено, что щелочность реки изменяется в широких пределах в зависимости от сезона и максимальные значения приходятся на зимний сезон (рис. 1). Расход реки также имеет сезонную изменчивость: максимальный – летом, минимальный – зимой. Возможны две причины такого поведения щелочности: первая – химическое выветривание слагающих бассейн реки пород; вторая – существование подземного источника минеральных вод с высокой щелочностью. При постоянной скорости выветривания и постоянном потоке источника подземных вод, но при разном расходе воды содержание щелочности в реке будет проявлять сезонную изменчивость. Для установления природы источника щелочности были исследованы пробы воды, отобранные в зимний период 2009 года на изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$ и δD). Значения щелочности в пробах варьировались в диапазоне 2,18-2,49 ммоль/кг. Соленость в этих же пробах изменялась в пределах от 0,1 до 34,7‰. Карта станций представлена на рис. 2. Всего было отобрано 17 проб, включая снег и лед, в которых были определены

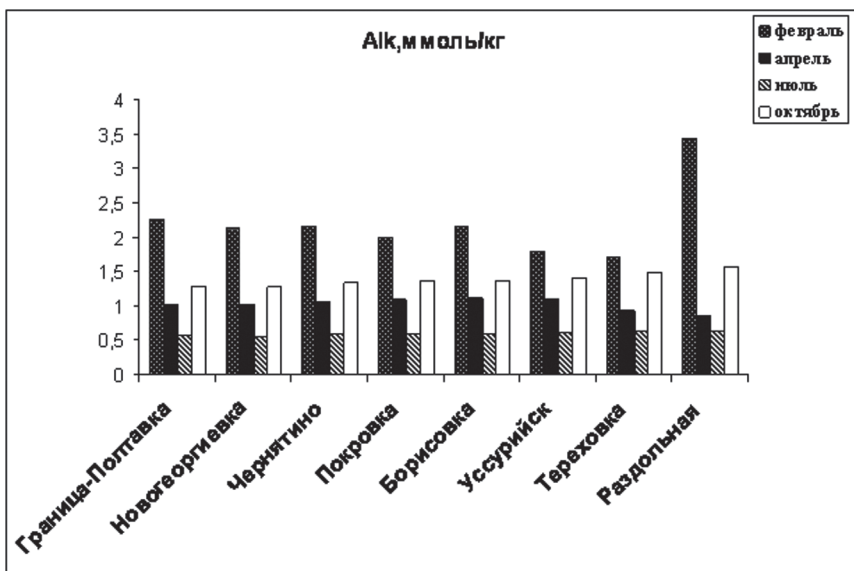


Рис. 1. Сезонные изменения щелочности реки Раздольной в 2008 году.

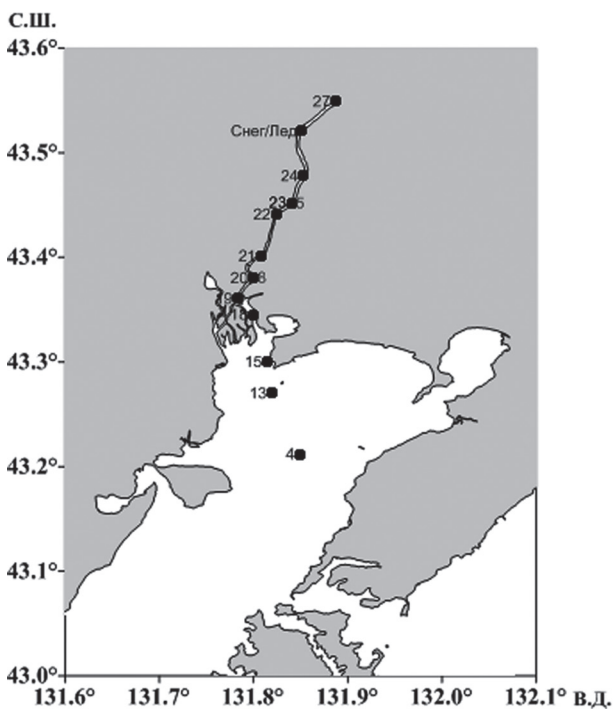


Рис. 2. Схема расположения гидрохимических станций при исследовании эстуария реки Раздольной (зима 2009г).

стабильные изотопы кислорода и водорода на масс-спектрометре Finnigan MAT 253 в лаборатории стабильных изотопов ДВГИ ДВО РАН. Был обнаружен разный угол наклона графиков зависимости изотопного состава от солености для поверхностных и придонных вод эстуария. В тоже время, угол наклона графика функции $\delta^{18}\text{O}(\delta\text{D})$ был одинаков как для поверхностных, так и придонных вод.

По результатам проведенных исследований были сделаны следующие выводы:

1. причиной различия изотопного состава поверхностных и придонных вод реки является процесс льдообразования;
2. график зависимости $\delta^{18}\text{O}$ от δD характеризует воды реки как метеорные, что согласуется с исследованиями других авторов [1-3];
3. источником щелочности в реке является процесс химического выветривания пород слагающих бассейн реки.

Работа выполнена при поддержке грантов: РФФИ 08-05-00696-а, ДВО 09-III-Д-07-394.

Литература

1. Челноков Г.А., Харитонов Н.А., Зыкин Н.Н., Верещагина О.Ф. Генезис подземных минеральных вод Раздольненского проявления (Приморский край) // Тихоокеанская геология, 2008. Т. 27. № 6. С. 65-72.
2. Чудаева В.А. Миграция химических элементов в водах Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 2002. 392 с.
3. Чудаева В.А., Чудаев О.В., Юрченко С.Г. Химический и изотопный ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ и $\text{D}/^{1}\text{H}$) состав грунтовых вод центрального и южного приморья // Тихоокеанская геология, 2008. Т. 27. № 6. С.57-64.

ТРИТИЙ В ПОВЕРХНОСТНЫХ И ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ ПРИМОРСКОГО КРАЯ

О.В. Петухов, Н.А. Харитонов

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

В гидрогеологии при исследовании происхождения и времени циркуляции поверхностных и подземных вод активно используют изотопные методы, которые показали высокую практическую эффективность. Традиционными направлениями исследований, в которых они активно применяются:

- изучение условий питания подземных вод;
- идентификация источников растворенного вещества;
- датирование подземных вод.

Поверхностные воды наряду с атмосферными осадками являются важным транспортным звеном в системе круговорота воды в природе. Большая часть атмосферных осадков достигает зоны грунтовых вод, где находится в течение конкретного времени, прежде чем попадает в реки. В этот период

газовый обмен с атмосферой пренебрежимо мал и концентрация трития зависит лишь от его первоначальной концентрации и от времени, прошедшего с момента поступления воды из атмосферы, соответственно, разность между концентрациями трития в осадках и реках можно использовать для оценки времени пребывания грунтовых вод под землей.

Главная цель работы состояла в определении природного уровня содержания трития в атмосферных и поверхностных водах Дальневосточного региона, для того чтобы на его основе стало возможно оценить скорость водообмена (т.е. возраст) подземных вод территории.

Здесь, мы приводим первые результаты определения трития в поверхностных и подземных водах Приморского края. Определение содержания трития проводилось при помощи счетчика QUANTULUS 1220 в ТОИ ДВГИ ДВО РАН. Quantulus – низкофоновый сцинтилляционный счетчик альфа- и бета-излучения предназначен для измерения предельно низких уровней альфа- и бета-активности и представляет собой жидкостно-сцинтилляторную счетную систему с многоканальным анализатором.

Таблица 1

Содержание трития в реках Приморского края

Название реки	Дата отбора	Содержание трития, (ТЕ)	Погрешность, (ТЕ)
р. Бикин	01.10.2009	15,5	1,4
р. Арму	01.10.2009	11,1	1,0
р. Нарва	01.10.2009	8,4	1,1
р. Б. Уссурка	30.05.2009	15,9	0,5
р. Тамга	30.05.2009	13,3	0,6
р. Кабарга	30.05.2009	13,3	0,6
р. Черниговка	01.03.2009	19,4	1,3
р. Павловка	01.10.2009	13,0	1,0
р. Уссури	01.10.2009	15,6	1,1
р. Раздольная	01.10.2009	16,1	1,0

Анализ данных показывает, что среднее содержание трития в реках Приморского края составляет 13 ТЕ (табл. 1), что не противоречит данным по тритию для рек России приведенными в работе Сойфера с соавторами [1]. Самое низкое значение изотопа зафиксировано в р.Нарва, а самые высокие в реках Раздольная, Бикин, Черниговка и Б. Уссурка. Вероятно, в реках Нарва и Арму происходит более длительная задержка инфильтрующихся атмосферных осадков в почво-грунтах, чем в реках Раздольная и Б. Уссурка.

Также были проанализированы подземные воды некоторых месторождений и проявлений Приморского края (табл. 2). Анализ данных показыва-

Таблица 2

Содержание трития в подземных водах Приморского края

Место отбора пробы	Дата отбора	Содержание трития, (ТЕ)	Погрешность, (ТЕ)
месторождение Горноводное	30.05.2009	0,36	0,10
месторождение Фадеевское, пресные воды	30.05.2009	1,8	0,1
месторождение Фадеевское, минеральные воды	30.05.2009	3,12	0,2
месторождение Нижние Лужки, минеральные воды	30.05.2009	0,07	0,09
месторождение Ласточка, минеральные воды	30.05.2009	0,1	0,2
проявление Речица, рассолы	30.05.2009	2,5	0,1
пресные, грунтовые воды (глубина 30 м), месторождение Лотос	30.05.2009	5,4	0,2
месторождение Шмаковка, минеральные воды	30.05.2009	5,0	0,2

ет, что содержание трития варьирует от месторождения к месторождению, но в среднем составляет 4 ТЕ. Такое значение трития показывает, что исследованные воды являются водами достаточно длительного периода водообмена (около 50 лет). Предельно низкий показатель трития в источнике Нижние Лужки, свидетельствует о еще более значительном времени циркуляции подземных вод (более 50 лет) и о практически полном отсутствии связи подземных вод с водами поверхностного происхождения.

Литература

1. Софьев В.Н., Горячев В.А., Вакуловский С.М., Картич И.Ю. Тритиевые исследования природных вод в России. М.: ГЕОС, 2008.

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ТЕРМАЛЬНЫХ, СТОЧНЫХ И АРТЕЗИАНСКИХ ВОД ПОСЕЛКА КУЛЬДУР

В.А. Потурай¹, Е.В. Глушкова²

¹*Институт комплексного анализа региональных проблем,
г. Биробиджан, e-mail: war8585@mail.ru*

²*Кульдурская гидрогеологическая станция, п. Кульдур*

Известно, что формирование химического состава поверхностных водотоков в большей степени происходит за счет влияния атмосферных осадков и контакта водных объектов с вмещающими породами и почвами. Термальные источники отличаются от поверхностных водотоков. Формирование

химического состава терм может происходить на больших глубинах земной коры. В этой связи проводилось изучение гидрохимического состава Кульдурского термального поля, реки Кульдур и артезианских водозаборов, результаты которого изложены ниже.

Целью данной работы является изучение химического состава Кульдурских термальных вод, реки Кульдур и холодных пресноводных скважин и оценка влияния атмосферных осадков на формирование гидрохимии исследуемых водных объектов.

В ходе исследования планировалось получить данные для решения следующих задач:

1. изучение химического состава термальных вод, реки Кульдур и артезианских скважин;
2. сравнение химического состава минерализованных термальных скважин с химическим составом вод реки Кульдур и артезианских скважин.

Поселок Кульдур располагается в северо-западной части Еврейской автономной области. Термальное месторождение находится в двух километрах от станции Кульдур. На термальном поле действуют пять скважин. Самые высокотемпературные воды (71 °С) вскрыты скважинами 1-87 и 2-87 (центральная зона). Скважины 3-87 и 3-51 (промежуточная зона) имеют температуру воды 60 °С. Температура воды из скважины 5-51 (фланговая зона) около 20-25 °С [1].

Пробы воды из реки Кульдур отбирались из четырех контрольных точек. Точка I находится выше термального поля по течению реки. Точка II располагается в месте слива излишка термальной воды, которая используется в санаториях. Точка III находится в районе естественной разгрузки термальных скважин. Точка IV располагается ниже термальной площадки по течению реки на 500 метров.

В настоящее время (с 2006 г.) санаторий Кульдур ввел в эксплуатацию четыре скважины (№ 10-1, № 10-2, № 10-3, № 10-4) нового водозабора, расположенного в склоновой части долины р. Кульдур и оборудованного преимущественно на палеозойских гранитах. На этих скважинах также проводится мониторинг химического состава.

Для изучения химического состава термальных, сточных и артезианских вод были использованы данные мониторинга по пяти термальным скважинам 1-87, 2-87, 3-87, 3-51, 5-51 и по четырем точкам реки Кульдур за 2007-2008 гг. Пресные водозаборы начали наблюдаться с 2008 года в среднем раз в месяц. Данные обчисланы за 2008-2009 гг. Их математическая обработка производилась при помощи программы MS Excel. Мониторинг проводился каждые три дня для следующих компонентов: F^- , H_4SiO_4 , pH, температуры и каждые 10 дней для NH_4^+ , $Na^+(+K^+)$, Ca^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , CO_3^{2-} , HCO_3^- , H_2S , общей минерализации. С мая 2008 года наблюдение по всем параметрам проводилось каждые 5 дней. Химический анализ артезианских скважин проводился для NH_4^+ , $Na^+(+K^+)$, Ca^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , CO_3^{2-} , HCO_3^- , H_2S , F^- , H_4SiO_4 , pH.

В результате проведенного исследования было определено среднее значение концентраций наблюдаемых компонентов в пробах воды, отобранных из скважин Кульдурского термального поля (табл. 1), из четырех точек реки Кульдур и из пресных водозаборов санатория «Кульдур». В таблице дисперсия указана в скобках.

Основные результаты исследования можно свести к следующим выводам:

1. Вода из Кульдурского термального поля высокоминерализованная и щелочная. Термальные воды обогащены относительно сточных и артезианских вод такими компонентами, как $\text{Na}^+(\text{K}^+)$, Cl^- , SO_4^{2-} , CO_3^{2-} , F^- , H_4SiO_4 .

2. Сточные и артезианские воды являются слабоминерализованными и нейтральными. В воде из реки Кульдур и пресноводных скважин наблюдается повышенное содержание кальция относительно термальных источников.

3. Обогащение термальных вод такими компонентами, как $\text{Na}^+(\text{K}^+)$, Cl^- , SO_4^{2-} , CO_3^{2-} , F^- , H_4SiO_4 связано со значительным вкладом ювенильных вод, поступающих из глубоких областей земной коры, а вода из реки Кульдур и пресных водозаборов имеет атмосферное происхождение.

Литература

1. Компаниченко В.Н., Потурай В.А., Рапопорт В.Л. Особенности химического состава вод Кульдурского термального поля // Региональные проблемы. Биробиджан: ИКАРП ДВО РАН, 2009. № 12. С. 20-25.

Таблица 1

Среднее значение концентрации компонентов, температуры и pH по зонам Кульдурского термального поля за 2007-2008 гг.

Зоны термального поля	компоненты, мг/дм ³								
	NH_4^+	$\text{Na}^+(\text{K}^+)$	Ca^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	CO_3^{2-}	HCO_3^-	H_2S	Общ. мин-ция
центральная зона	0,33 (0,002)	144,02 (47,92)	1,86 (0,02)	33,08 (2,2)	11,85 (8,4)	42,5 (12,51)	117,56 (194,38)	5,4 (0,3)	524,71 (443,9)
промежуточная зона	0,12 (0,008)	141,2 (69,35)	1,78 (0,04)	30,96 (9,09)	10,44 (8,81)	41,91 (40,19)	125,24 (311,28)	4,96 (0,25)	498,99 (795,02)
фланговая зона	0,21 (0,005)	140,5 (54,33)	1,86 (0,02)	32,96 (2,39)	11,01 (9,16)	40,62 (16,03)	117,68 (196,42)	5,08 (0,2)	509,88 (482,66)
общее среднее	0,22 (0,01)	142,24 (59,99)	1,83 (0,03)	32,17 (6,15)	11,12 (9,08)	41,94 (25,02)	120,79 (256,82)	5,16 (0,3)	511,43 (733,01)
зоны термального поля	компоненты, мг/дм ³								
	F^-		H_4SiO_4		pH		T °C		
центральная зона	20,73 (3,82)		137,69 (145,39)		9,6 (0,01)		72,03 (0,87)		
промежуточная зона	20,3 (7,39)		109,35 (906,53)		9,68 (0,04)		58,51 (7,51)		
фланговая зона	20,39 (3,8)		130,34 (132,32)		9,57 (0,01)		23,37 (15,86)		
общее среднее	20,49 (5,35)		124,6 (636,03)		9,63 (0,03)		58,37 (285,25)		

ЛИЧИНКИ И МОЛОДЬ РЫБ РАСТИТЕЛЬНОГО ПОЯСА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АМУРСКОГО ЗАЛИВА

Ю.В. Федорен

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН,
г. Владивосток, e-mail: zavertanova@poi.dvo.ru*

Амурский залив является местом постоянного обитания, нереста и нагула многих пелагических рыб, характерных для западной части Японского моря. Район исследования находился в прибрежной зоне растительного пояса с глубинами от 0,5 до 15 м. Всего за исследуемый период в ихтиопланктоне Амурского залива было отмечено 39 видов рыб.

Пробы ихтиопланктона фиксировали 4%-ным раствором формалина. За период исследований обработано более 1 тыс. проб. Мертвые и деформированные икринки дифференцировали по критериям, приведенным в работе Дехник (1960). Уродливо развивающихся эмбрионов зарисовывали. Смертность икры определяли по соотношению икры разных стадий. Опре-

Таблица 1

Видовой состав ихтиопланктона восточной части Амурского залива

Виды	Стадия развития
<i>Clupea pallasii</i>	личинки, мальки
<i>Konosirus punctatus</i>	икра, личинки, мальки
<i>Engraulis japonicus</i>	икра, личинки, мальки
<i>Hypomesus japonicus</i>	личинки, мальки
<i>Eleginus gracilis</i>	икра, личинки, мальки
<i>Tribolodon brandtii</i>	личинки, мальки
<i>Tribolodon hakuensis</i>	личинки, мальки
<i>Gadus macrocephalus</i>	мальки, взрослые
<i>Gasterosteus. aculeatus</i>	личинки, мальки
<i>Pungitius sinensis</i>	личинки, мальки, взрослые
<i>Cololabis saira</i>	личинки, мальки
<i>Syngnathus schlegeli</i>	личинки, взрослые
<i>Opisthocentrus ocellatus</i>	личинки, мальки, взрослые
<i>Opisthocentrus zonope</i>	личинки, мальки, взрослые
<i>Pholidapus dybowskii</i>	личинки, мальки, взрослые
<i>Stichaeus nozawae</i>	личинки
<i>Stichaeus ochriamkini</i>	личинки
<i>Liza haematocheila</i>	икра, личинки
<i>Neozarces pulcher</i>	личинки, мальки
<i>Pholis picta</i>	мальки, взрослые
<i>Pholis nebulosa</i>	мальки, взрослые
<i>Hypoptychus dybowskii</i>	личинки, мальки

Виды	Стадия развития
<i>Acanthogobius flavimanus</i>	личинки, мальки
<i>Gymnogobius heptacanthus</i>	мальки
<i>Tiidentiger brevispinis</i>	личинки, мальки
<i>Tiidentiger bifasciatus</i>	личинки, мальки, взрослые
<i>Acanthogobius lactipes</i>	личинки, мальки, взрослые
<i>Hexagrammos octogrammus</i>	личинки, мальки, взрослые
<i>Hexagrammos stelleri</i>	личинки, мальки, взрослые
<i>Pleurogrammus azonus</i>	личинки
<i>Blepsias cirrhosus</i>	личинки, мальки, взрослые
<i>Pallasina barbata</i>	мальки, взрослые
<i>Hippoglossoides dubius</i>	икра
<i>Cleisthenes herzensteini</i>	икра
<i>Pseudopleuronectes obscurus</i>	икра
<i>Pseudopleuronectes herzensteini</i>	икра
<i>Limanda aspera</i>	икра
<i>Limanda punctatissima</i>	икра
<i>Glyptocephalus stelleri</i>	икра

деление коэффициента относительной смертности – по соотношению живой и мертвой икры. В лабораторных условиях идентифицировали и подсчитывали икру и личинок всех встреченных видов. Стадии развития икринок определяли по 4-балльной шкале [1].

Результаты

Всего за исследуемый период в ихтиопланктоне Амурского залива обнаружено 39 видов рыб, имеющих пелагическую стадию развития (табл. 1). Наибольшим видовым разнообразием отличилось сем. камбаловых (7 видов), остальные представлены 1-5 видами.

Способы размножения рыб, икра и личинки которых встречены в ихтиопланктоне Амурского залива, весьма разнообразны. Наряду с видами, чья икра свободно плавает в толще воды и видами, откладывающими демерсальную икру, отмечены и те, которые организуют специальные гнезда и нерестовые ямы, охраняют икру и личинок, а также выметывают уже жизнеспособное потомство.

Промысловое значение имеют, в первую очередь, тихоокеанская сельдь *Clupea palasii*, камбалы *Pleuronectidae*, японская малоротая корюшка *Hypomesus japonicus*, японский анчоус *Engraulis japonicus*. Наряду с ними, в ихтиопланктоне встречена молодь промысловых и малоиспользуемых рыб – постоянных обитателей прибрежного мелководья. Это – игловые.

Состав ихтиопланктона на мелководье Амурского залива подвержен заметным сезонным колебаниям. В весенне-летний и осенний периоды видовой состав ихтиопланктона различается количественно и качественно. Летние уловы наиболее многочисленны (6789 экз.), по сравнению с осенними

(4358 экз.) и весенними (1989 экз.). Вместе с тем, на протяжении всего периода исследований, в ихтиопланктоне доминировали или играли существенную роль одни и те же виды.

Литература

1. Расс Т.С., Казанова И.И. Методическое руководство по сбору икринок, личинок и мальков рыб. М.: Пищ. пром-сть, 1966. 35 с.

Секция 8

ГИС.

Геоинформатика, создание геоинформационных систем, базы данных

Руководитель: д.т.н. А.Н. Четырбоцкий (ДВГИ ДВО РАН)

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СТРУКТУРЫ СНЕЖНОЙ ТОЛЩИ ПО ФОТОСНИМКАМ С ПОМОЩЬЮ ЭВМ

И.А. Кононов

*Сахалинский филиал Дальневосточного геологического института ДВО РАН,
г. Южно-Сахалинск, e-mail: kononov-ia@yandex.ru*

Одной из важнейших задач, решение которых необходимо при прогнозе снежных лавин, искусственном спуске лавин, расчете несущей прочности снежной толщи для оценки ее проходимости транспортными средствами, расчете скорости снеготаяния для расчета характеристик половодья является определение структуры снежной толщи и снежных слоев.

Однако при стратиграфических наблюдениях в снежной толще описание ее структуры (формы и размера ледяных кристаллов, составляющих снежный слой) проводится визуально и представляет собой экспертное заключение.

Кроме того, визуальное описание структуры снежной толщи не позволяет с высокой степенью достоверности сравнивать результаты наблюдений, проводимых разными группами исследователей в разных регионах мира. При этом определение структуры в стратиграфической колонке снежного покрова во многом зависит от наблюдателя, не оставляя исследователям, пытающимся использовать материалы наблюдений, возможности для собственной интерпретации полученных данных.

Поэтому очень важно иметь инструмент автоматизированного описания структуры снежной толщи по фотоснимкам, выводящий задачу за рамки экспертного заключения.

Описание структуры снежной толщи сводится к определению размера и класса формы кристаллов льда. Таким образом, необходимо решить задачу компьютерной классификации на основе фотоснимков кристаллов, взятых с различных слоев снежной толщи.

Задача классификации рассматривается как задача распознавания образов. Формальное описание задачи ведется в терминах теории распознавания образов. В такой постановке определение структуры снежного покрова по фотоснимкам с помощью ЭВМ сводится к последовательному решению нескольких подзадач теории распознавания образов, из которых наиболее важными являются предварительная сегментация фотографии, выделение формальных признаков распознаваемых объектов, а также выделение формальных границ классов.

Сегментация – выделение на фотографии отдельных объектов (разбиение

цифрового изображения на отдельные области). Сама по себе задача сегментации изображения нетривиальна и в этой работе рассматривается как важный этап на пути разработки классификатора.

Результатом сегментации является закрашивание регионов на изображении, либо выделение границ объектов контурами одного цвета и толщины.

Среди методов сегментации выделяют метод кластеризации цветового пространства, метод выращивания регионов, методы, основанные на операторах выделения краёв.

Для нашей задачи наиболее подходящими являются методы именно этой группы, так как ещё до компьютерной обработки можно обеспечить наиболее подходящие для распознавания параметры. Кроме того, анализ фотографий ледяных кристаллов показал, что практически все кристаллы на фотографии состоят из похожих и очень ограниченных по количеству цветов. В основном, это оттенки серого (или оттенки цвета подложки), и после преобразования изображений в полутоновые они не теряют свою информативность. Таким образом, мы владем априорной информацией о цветовых характеристиках искомых объектов (кристаллов льда) и фона. Это значительно облегчает поиск границ объектов.

В работе [4, 5] выделены следующие наиболее информативные признаки при определении класса форм кристаллов: отношение осей, тип граней и их соотношение, макроступенчатость на гранях, положение ступеней роста на гранях, размеры и наличие незамкнутых полостей, зеркальность граней, выраженность и прямолинейность ребер, степень прозрачности, мутность. Указанные признаки составляют алфавит признаков (полный набор выбранных для распознавания признаков).

Минимальный набор признаков, достаточный для решения задачи распознавания (словарь признаков): макроступенчатость на гранях, наличие и объём полости, соотношение осей, степень прозрачности.

Для машинного распознавания выявление этих признаков сводится к анализу цветовых характеристик отдельных областей кристалла.

Макроступенчатость определяется по наличию резких перепадов яркости. Если количество резких перепадов достаточно велико, то кристалл можно классифицировать как скелетный или полускелетный. Для каждой выборки среднее количество ступеней на кристаллах разных классов форм неодинаково.

Степень прозрачности хорошо определяется из сравнения цвета подложки и цвета самого кристалла. Чем ближе цвет кристалла к цвету подложки, тем меньше прозрачность и наоборот.

Полости внутри кристаллов – это самые темные области. По цвету, они совпадают с подложкой. Поскольку наличие полостей характерно в основном для кристаллов скелетного и полускелетного классов, их диагностирование затруднено областями с резкими перепадами цветов, через которые полости не просматриваются даже визуально. Использовать данный

признак можно лишь в том случае, когда кристалл обращён полостью к объективу.

Описание классов распознаваемых образов сводится к определению границ классов. При этом границы классов могут быть заданы явно на этапе формализации задачи или же система должна найти их в процессе работы.

Макроступенчатость наиболее ярко выражена у кристаллов скелетных форм, у кристаллов полускелетных и пластинчатых форм выражена слабо, у секториальных – фрагментарно по боковым граням, у кристаллов гранных форм макроступенчатость отсутствует. Глубокие полости наблюдаются у столбчатых кристаллов полускелетного (менее 1/3 объема кристалла) и скелетного класса форм (более 1/3 объема кристалла). У кристаллов секториальных и пластинчатых форм прозрачность низкая.

Литература

1. Гляциологический словарь / Ред. Котлякова В.М. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 527 с.
2. Лепский А.Е., Броневиц А.Г. Математические методы распознавания образов: Курс лекций. Таганрог: ТТИ ЮФУ, 2009. 155 с.
3. Казаков Н.А. Фрактальная размерность текстуры снежной толщи. Ученые записки Сахалинского государственного университета. Южно-Сахалинск: СахГУ, 2001. Вып. 2. С. 57-62.
4. Коломыц Э.Г. Структура снега и ландшафтная индикация. М.: Наука, 1976. 206 с.
5. Коломыц Э.Г. Методы кристалло-морфологического анализа структуры снега. М.: Наука, 1977. 199 с.
6. Assessment of techniques for analyzing snow crystals in two dimensions. Stuart John Bartlett, Jean-Daniel R  uedi, Alasdair Craig, Charles Fierz. Annal of Glaciologi, 2008. V. 48. P. 103-112.
7. The International Classification for seasonal snow on the ground. UNESCO, Paris, 2009.

Секция 3

Металогения, минералогия и генезис месторождений полезных ископаемых Дальнего Востока России Руководитель: д.г.-м.н. В.Г. Хомич (ДВГИ ДВО РАН)

ТРАНСФОРМАЦИЯ ГРАНАТОВОГО МЕГАКРИСТА ИЗ ЩЕЛОЧНО- БАЗАЛЬТОВОГО ВУЛКАНА ШАВАРЫН-ЦАРАМ (МОНГОЛИЯ)

А.В. Баркар

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Находки мегакристов граната в щелочных базальтах явление довольно редкое. Они обнаружены в щелочных вулканитах Монголии (Дариганга и Шаравын-Царам), Австралии (Новый Южный Уэльс), Прибайкалья (Витимское нагорье), Приморья (Вострцовское плато базальтов) и в ряде других мест. Чаще всего гранатовые мегакристы встречаются в виде мономинеральных образований, но в некоторых случаях они образуют сростания с другими минералами (Высоцкий и др., 2007; Баркар, 2008; Dégi et al., 2010 и др.). Мегакристаллы граната это крупные (0,5-10 см) образования. Приурочены они преимущественно к жерловой или пирокластической фации и, зачастую, несут следы перекристаллизации, растворения или оплавления, что проявляется в образовании вокруг них реакционных (келифитовых) кайм. Изменения происходят также по трещинам в кристалле (Агафонов и др., 1975; Авченко и др., 2007; Высоцкий и др., 2007, Dégi et al., 2010). Генезис их однозначно не определен и обсуждается в течение многих десятилетий. Часть исследователей считает мегакристы ксенолитами глубинных пород, захваченных базальтовой магмой и вынесенных ею на поверхность, другие же полагают их ранними фазами кристаллизации базальтовой магмы расплава. Включения мегакристов, таким образом, представляют особый интерес для изучения, поскольку служат индикатором физико-химических условий преобразования мантийных ксенолитов (согласно первой гипотезе) или продуктов кристаллизации ранних порций несущих магм (согласно второй гипотезе).

Исследуемый образец был обнаружен среди вулканитов эруптивного центра Шаварын-Царам (плато Хангай, Монголия). Выходы вулканитов на Хангайском плато пространственно тяготеют к новейшим разрывным структурам, которые являлись магмоподводящими для верхнемиоценовых и плиоценовых лав. Базальты района Шаврын-Царам принадлежат к периферийным проявлениям магматизма Тарятской впадины, их возраст составляет (K-Ar) 1,2 млн. лет (Агафонов и др., 1975). Тарятская впадина (являющейся продолжением Байкальской рифтовой системы) соответствует широтноориентированному грабену протяженностью 80 км и шириной 15-20 км, центральная и восточная части которого выполнены кайнозойскими базальтами.

Нами был детально исследован сросток мегакристов граната и пироксена размером 35×22 мм. Гранат составляет большую часть сростка (~ 90% объема), клинопироксен содержится в подчиненном количестве (~ 9%), присутствуют единичные зерна оливина (< 1%), шпинели (< 1%). Изучение состава и взаимоотношений минералов на микроанализаторе JXA-8100 показало, что гранат и клинопироксен являются равновесными и образуют ассоциацию первичных минералов (Gr-Cpx). Гранат принадлежит к пироп-альмандиновому ряду ($\text{Py}_{55,9}\text{Alm}_{29,2}\text{Gr}_{14}\text{Spss}_{0,9}$). По химическому составу он гомогенен. Клиннопироксен представлен титан-авгитом (1,27-1,57% TiO_2). Кроме того, образец по всему объему насыщен включениями пирита и другими сульфидами железа. Для минералов первичного Grt-Cpx парагенезиса была рассчитана температура образования, при давлении 10 кбар, равна около 1350 °C (Nakamura, 2010). Изменение давления при расчете на ± 5 кбар, меняет расчетную T примерно на 30 °C в ту же сторону.

Гранат по микротрещинам и на поверхности зерна подвержен резорбции, зерна же клинопироксена имеют идиоморфные очертания и не подвергались изменению и распаду. В изученном образце в реакционной зоне среди лейст плагиоклаза обнаружены крупные выделения оливина; зерна ортопироксена и шпинели более мелкие и встречаются гораздо реже. Распад граната в нашем случае происходит по схеме $\text{Gr} \rightarrow \text{Pl} + \text{Orx} + \text{Ol} + \text{Sp}$. Структуры распада гранатов и раньше привлекали к себе внимание исследователей. Ранее в реакционных каймах подобных гранатовых мегакристов были обнаружены другие ассоциации: ортопироксен, плагиоклаз и шпинель (Высоцкий и др., 2007; Авченко и др., 2007; Dégi et al., 2010) и два пироксена и шпинель (Баркар, 2008).

В этой работе было выполнено моделирование поведения граната при изменении P-T-параметров с участием флюида различного состава (в системе СОН) с помощью программного комплекса «Селектор-С». В качестве состава системы был взят состав первичного граната. Согласно полученным результатам при давлении более 10 кбар и температурах 1000-1300 °C парагенезис состоит практически из одного граната. Ортопироксен, плагиоклаз, шпинель и оливин начинают появляться при понижении давления. Главным образом это ортопироксен (~ 50 вес. %) и плагиоклаз (~ 25 вес. %). При этом железистость Орх в модели с падением давления существенно не меняется и близка к наблюдаемой. Плагиоклаз представлен анортитом (Na в систему не вводился). Количество граната с падением давления уменьшается и возрастает его железистость. Количество шпинели в модели значительно превышает количество оливина (при давлении 4-7 кбар: ~ 12 вес. % Sp и ~ 3 вес. % Ol соответственно), тогда как в образце наблюдается обратная тенденция. Составы Ol и Sp в модели несколько магнезиальнее наблюдаемых. Таким образом, несмотря на принципиальное соответствие модели реальному парагенезису, более точного сходства добиться не удалось.

Некоторые различия полученной модели и реальных составов и соот-

ношений минералов в структуре распада может объясняться двумя факторами: 1). Система не успела достичь равновесия по кинетическим причинам. 2). Система не была полностью закрыта по отношению к внешней среде. Влияние этих факторов подтверждается следующими наблюдениями. Тот факт, что состав первичного граната постоянен вплоть до самой границы с зоной замещения, свидетельствует о скоротечности произошедших вторичных процессов. Т.е. диффузия не успела затронуть даже периферийную часть граната, а изменения происходили только непосредственно на контакте с насыщенными флюидом микротрещинами и пространством между зерен. Наличие в образце пирита и других сульфидов, говорит о взаимодействии мегакристов с богатыми серой флюидами, которые могут быть ответственны также за привнос и вынос других элементов.

Таким образом, образование первичного парагенезиса (гранат + клинопироксен) происходило при экстремально высоких Р-Т параметрах, вероятно, соответствующих зонам мантийных очагов в низах коры. В то же время, химический состав симплектита и минералов вторичной ассоциации, ширина реакционных зон, а также данные моделирования, свидетельствуют о том, что причиной распада граната явилась быстрая декомпрессия (захват гранат-клинопироксенового сростка базальтовой магмой и вынос его на поверхность и закалка). Парагенезис минералов, образующихся при распаде граната, судя по всему, зависит от РТ условий преобразования при попадании сростка мегакристаллов в базальт. При температуре 950-1000 °С и давлении 4-4,5 кбар распад происходит по схеме $Gr \leftrightarrow Orx + Sp + Pl$ (Высоцкий и др., 2007; Авченко и др., 2007), при температуре 700-800 °С и давлении 4-5 кбар распад происходит по схеме $Gr \leftrightarrow Orx + Cpx + Sp$ (Баркар., 2008), а для ассоциации $Gr \rightarrow Pl + Orx + Sp + Ol$ характерны более высокие температуры и давления ($T=900-1300$ °С, $P = 4-8$ кбар). Присутствие оливина в продуктах распада в исследованном образце, вероятно, связано с большей магнезиальностью системы (мегакрита граната).

Работа выполнена при поддержке граната ДВО РАН (№10-III-B-08-193).

Литература

Авченко О.В., Высоцкий С.В., Чудненко К.В. Опыт моделирования реакции гранат $\rightarrow$ ортопироксен + шпинель + плагиоклаз методом минимизации термодинамического потенциала // ДАН, 2007. Т. 415. № 1. С.1-4.

Агафонов Л.В., Пинус Г.В., Леснов Ф.П. и др. Глубинные включения в щелочных базальтах трубки Шаварын-Царам (МНР) // Докл. АН СССР, 1975. Т. 225. № 4. С. 210-214.

Баркар А.В. Трансформация минералов гранатовых перидотитов как отражение эволюции Р-Т параметров глубинного вещества Земли // Современные проблемы геологии, геохимии и геоэкологии Дальнего востока России. Мат. Конф. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 60-62.

Высоцкий, С.В., Щека С.А., Баркар А.В., Иванова В.Л., Карабцов А.А.

Гранатовые включения в щелочных базальтах Приморья – глубинные ксенолиты или родственные мегакристы? // Тихоокеанская геология, 2007. Т. 26. № 1. С. 111-120.

Dégi. J., Abart. R., Török K., Bali E., Wirth R., Rhede D. Symplectite formation during decompression induced garnet breakdown in lower crustal mafic granulite xenoliths: mechanisms and rates // Contrib Mineral Petrol., 2010. N. 159. P. 293-314.

Nakamura D. A new formulation of garnet–clinopyroxene geothermometer based on accumulation and statistical analysis of a large experimental data set // Journal of Metamorphic Geology, 2009. V. 27. P. 495-508.