

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН
Северо-Восточный федеральный университет имени М.К. Аммосова
Академия наук Республики Саха (Якутия)
Якутское отделение Российского минералогического общества



ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

Материалы IX Всероссийской научно-практической конференции

10 – 12 апреля 2019 г.

Том II

Якутск
2019

УДК 55(063) (571.56)
ББК 26.3Я43 (2 Рос. Яку)
Г36

Председатель Оргкомитета конференции
академик АН РС (Я) В.Ю. Фридовский

Публикация выполнена в авторском варианте с незначительными
редакционными правками

Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России:
материалы IX Всероссийской научно-практической конференции, 10 - 12
апреля 2019 г. в 2 т. – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2019.
ISBN 978-5-7513-2658-6
– Т. 2. – 324 с.
ISBN 978-5-7513-2660-9

Во 2 томе сборника представлены статьи участников IX Всероссийской научно-практической конференции «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России», посвященные вопросам тектоники, геодинамики и эволюции литосферы, гидрогеологии, геоэкологии и мерзлотоведения, техники и технологии разведки и добычи полезных ископаемых.

Материалы сборника представляют интерес для ученых и исследователей, геологов и геофизиков, студентов, обучающихся по геологическим специальностям.

УДК 55(063) (571.56)
ББК 26.3Я43 (2 Рос. Яку)

© ИГАБМ СО РАН, 2019

ISBN 978-5-7513-2660-9 (т. 2)
ISBN 978-5-7513-2658-6

© Северо-Восточный федеральный
университет, 2019

СОДЕРЖАНИЕ

ТЕКТОНИКА, ГЕОДИНАМИКА И ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

Баранов В.В., Гриненко В.С.

Глобальные седиментологическое и биотическое события в раннем карбоне на рубеже турне и визе..... 11

Боескоров Г.Г.

Существование индикаторных видов мамонтовой фауны в голоцене Якутии..... 15

Васильев Д.А., Прокопьев А.В., Худолей А.К., Ершова В.Б., Казакова Г.Г.

Термохронология северной части Приверхоянского краевого прогиба и Чекуровской антиклинали по данным трекового датирования апатита..... 20

Галанин А.А.

Позднечетвертичное опустынивание и вымирание мамонтового биома в Центральной Якутии..... 23

Глухов А.Н., Котов А.Б., Приimenко В.В., Сальникова Е.Б., Кузнецов А.Б., Подольская М.М.

Новые данные о возрасте Булунского интрузивного комплекса (Омолонский массив)..... 27

Глухов А.Н.

Тектонические факторы рудогенеза докембрийских террейнов на примере Приколымского поднятия и Омолонского массива (северо-восток Азии)..... 30

Гриненко В.С., Баранов В.В.

Верхнепалеозойский и мезозойский этапы эволюции Верхоянского терригенного комплекса (зона перехода «Сибирская платформа – Верхояно-Колымская складчатая область»)..... 33

Зайцев А.И., Наумов Г.Г.

Возраст гранитоидов Беккемского массива по данным изотопного датирования (Верхне-Индибирский район)..... 37

Иванов А.И., Журавлев А.И., Кравченко А.А., Лоскутов Е.Е., Молотков А.Е., Иванов М.С.

Петрография мезозойских щелочных пород Юхтинского массива (Южная Якутия, Центрально-Алданский рудный район)..... 39

Иванов М.С., Иванов А.И., Лоскутов Е.Е., Желонкина М.С. Петрография магматических пород Чепчугинского рудного узла.....	43
Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Имаев В.С. Сейсмическая активизация новейших структур дельты реки Лены.....	46
Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М., Гриб Н.Н. Современная геодинамика и оценка сейсмической опасности Токинского Становика (юго-восточная Якутия).....	49
Козьмин Б.М., Шибаев С.В., Петров А.Ф., Тимиршин К.В. Распределение сейсмической энергии в сейсмоактивных районах Южной Якутии.....	53
Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц. Геология и история формирования песчаных осадочных толщ куйтунов Баргузинской впадины (Байкальский рифт).....	57
Коломиец В.Л., Шатковская Л.В. Литология и стратиграфия кайнозоя структурно-фациальных зон в пределах листа N-49 (Восточная Сибирь).....	61
Колосов П.Н. Позднедокембрийские бактерии в строматолитах Якутии.....	64
Колосов П.Н., Бондарь Н.А., Рожин С.С. Новая находка микроорганизмов буюнского времени неопротерозоя в Березовском прогибе.....	66
Копылова А.Г., Томшин М.Д., Васильева А.Е., Салихов Р.Ф., Матушкин А.И. Первая находка самородного железа в траппах Якутии.....	69
Кузнецов В.М. Тектоническое районирование и геодинамические обстановки юго-восточной части Верхояно-Чукотской складчатой области.....	73
Кузнецова О. А. Краткий обзор истории становления зональной шкалы тоарских отложений Северо-Востока Азии.....	76
Кутыгин Р.В. Пермские амmonoидеи низовья р. Лены и их стратиграфическое значение.....	79
Макошин В.И., Кутыгин Р.В. Проблема зонального деления пограничных каменноугольно-пермских отложений в верховьях р. Соболах-Маян, Орулганский хребет Верхоянья.....	82

Оболкин А.П.	
Структуры Алдано-Майского прогиба по данным сейсморазведки.....	86
Округин А.В., Эрнст Р., Березкин В.И., Попов Н.В.	
Позднедокембрийские рои базитовых даек Алданского щита и их значение в рудно-петрологических вопросах.....	90
Павлова К.А.	
Сопоставление рифейских и венд-нижнепалеозойских разрезов Анабарской антеклизы и Колымо-Омолонского массива.....	94
Петров А.Ф., Шibaев С.В., Козьмин Б.М., Тимиршин К.В., Пересыпкин Д.М.	
Наведённая сейсмичность, горнотектонические удары и подземная добыча полезных ископаемых.....	98
Петрова М.Н., Петров С.Ю.	
Возраст гранодиоритов северной части Балыгычано-Сугойского прогиба.....	102
Попов А.Ю., Никитенко Б.Л.	
Особенности состава, строения и условий формирования верхов средней – верхней юры нижнего течения реки Анабар.....	106
Попов А.Ю., Соболев Е.С., Ядренкин А.В., Мухамедьяров М.Г.	
Состав, строение и условия формирования терминального триаса на северо-востоке Средней Сибири (бассейн р. Экит).....	110
Прокопьев А.В., Ершова В.Б., Стокли Д.	
(U/Th)/He низкотемпературная термохронология обломочных цирконов (Zr) из осадочных пород южной части Приколымского террейна (Верхояно-Колымская складчатая область).....	114
Протопопов Р.И.	
Петрохимия и геодинамика гранитоидов батолитового пояса и поперечных тектоно-магматических зон Верхне-Индигирского района Яно-Колымской складчатой области.....	117
Пуляев Н.А.	
Геодинамические обстановки формирования глубоко метаморфизированных докембрийских образований Алдано-Станового щита	121
Роев С.П., Трунилина В.А.	
Состав, зональное строение плагиоклазов из Джебдыгинского массива Нальчанского ряда Восточной Якутии.....	123

Сергеенко А.И., Белолобский И.Н., Боескоров Г.Г., Зигерт К.	
Четвертичные отложения мыса Элидеп (Северное Верхоянье).....	127
Смирнова Ю.Н., Попеско Л.И., Заика В.А., Смирнов Ю.В.	
Геохимические особенности и источники кластического материала терригенных отложений Жипхошинской и Шазагайтуйской свит Чиронского прогиба Монголо-Охотского складчатого пояса.....	131
Томшин М.Д., Васильева А.Е.	
Петрохимическое сравнение траппов южного склона Анабарской антеклизы.....	134
Трунилина В.А., Роев С.П.	
Петрохимия позднемеловых вулканитов Хара-Сисского поля.....	138
Туктаров Р.М., Тимиршин К.В., Шибаетов С.В., Гейслер В., Козьмин Б.М.	
Новейшие исследования сейсмичности арктического побережья Якутии.....	142
Шапорина М.Н., Беспечный В.Н., Мосягин Е.В., Садур О.Г.	
Новые данные о геологическом строении Предверхоянского перикратонного прогиба.....	145
Шкодзинский В.С.	
Природа и типы мантийных плюмов.....	149

ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ И МЕРЗЛОТОВЕДЕНИЕ

Бардамова И.В.	
Геохимия рудничного дренажа сульфидно-гиперитового месторождения Холтосон (Закаменский район, Бурятия).....	154
Бурнашева М.П., Федосеева В.И.	
Влияние компонентов раствора на сорбцию неорганических ионов из водных растворов поверхностью дисперсного льда.....	157
Васильев М.С.	
Геоэкологический мониторинг воздушной среды Центральной Якутии по данным солнечного фотометра за период 2015-2017 гг....	161
Ефремов В.Н.	
Новые возможности радиоимпедансного и РМТ зондирования при поисках полезных ископаемых в криолитозоне.....	164
Ефремов В.Н.	
Оценка мощности мерзлых пород радиоимпедансным и РМТ зондированием.....	167

Кобелева В.П., Васильева О.И., Легостаева Я.Б., Попов В.Ф. Геоэкологические условия месторождения Кючус.....	170
Куть А.А. К опыту применения морфоскопического и морфометрического анализов поверхности кварцевых зерен.....	174
Лебедева Л.С., Христофоров И.И., Бажин К.И., Ефремов В.Н. Распространение и строение надмерзлотных таликов в бассейне р. Шестаковки, Центральная Якутия.....	176
Легостаева Я.Б., Гололобова А.Г., Шадринова О.В. Геоэкологический мониторинг территории Накынского кимберлитового поля.....	179
Лыткин В.М. География каменных глетчеров хребта Улахан-Чистай.....	183
Макаров В.Н. Серебро в биосфере Якутска.....	186
Павлова Н.А., Федорова С.В., Огонеров В.В. Проблемы и перспективы использования подземных вод в Чурапчинском районе Якутии.....	191
Павлова Н.А., Федорова С.В. Фтор в подмерзлотных водах г. Якутска.....	195
Поморцева А.А., Поморцев О.А., Попов В.Ф., Рожин С.С., Трофимцев Ю.И. Гелеоциклическая основа структуры ряда среднегодовой температуры метеостанции Якутск.....	198
Попов В.И. Изменение распределения пор по размеру в результате действия циклов замерзания – оттаивания.....	203
Самырова А.И., Васильева О.И., Заровняев Д.П., Попов В.Ф. К вопросу моделирования литотехнической системы «КТФ СВФУ».....	207
Сыромятников И.И., Кириллин А.Р., Лыткин В.М. Влияние криогенных процессов на опоры ЛЭП.....	210
Тананаев Н.И., Котов П.И., Гагарин Л.А., Варламов С.П., Бажин К.И. Модерирование температурного режима межмерзлотного талика в долине ручья Улахан-Тарын, Центральная Якутия.....	214
Тананаев Н.И., Гагарин Л.А. Использование радарных изображений Sentinel-1 для оценки наледного стока в бассейнах рек Южной Якутии.....	217

Торговкин Н.В., Макаров В.Н., Максимов Г.Т., Протопопов А.В., Павлова Н.А., Федоров А.Н.	
Гидрохимия поверхностных вод и льдов северного побережья острова Котельный.....	221
Федорова С.В., Павлова Н.А.	
Литий в подземных водах южной части Якутского артезианского бассейна.....	225
Чжан Т.Р., Яковлева А.Р.	
Анализ мерзлотно-грунтовых условий на объекте «Республиканская прокуратура».....	228
Чжан Т.Р., Иванова Н.А.	
Мерзлотно-грунтовые условия участка реконструкции автомобильной дороги Чурапча-Арылах.....	230
Янников А.М.	
Режим и параметры самоизлива природных рассолов толбачанской свиты по сети опытных скважин гор.-790 рудника Интернациональный в 2018 году.....	233

ТЕХНИКА И ТЕХНОЛОГИЯ РАЗВЕДКИ И ДОБЫЧИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Батугина Н.С., Ткач С.М., Хоютанов Е.А., Андреев Ю.П.	
Задачи опробования и пути повышения эффективности их решения.....	236
Бураков А.М.	
Геотехнологическая подготовка россыпного месторождения при дражном способе обработки.....	238
Винокуров В.Р., Матвеев А.И.	
Способ многократного ударного действия в измельчении.....	241
Григорьев Б.В., Скрыбин Р.М.	
Теплотехнический расчет колонкового породоразрушающего инструмента в забое.....	245
Каймонов М.В.	
Моделирование теплового режима грунтовых дражных полигонов криолитозоны.....	250
Куляндин Г.А.	
Расчленение горизонтально-слоистых сред георадиолокацией при изменении углов зондирования.....	253
Лебедев И.Ф.	
Внедрение предварительного пневматического обогащения месторождений золотосодержащих руд.....	257

Леонтьев С.Н., Тимофеев Н.Г., Скрыбин Р.М.	
Разработка конструкции механического бурового снаряда для ударно вращательного бурения.....	261
Львов Е.С.	
Исследование показателей дезинтеграции золотосодержащих кварцевых руд при многократных динамических воздействиях.....	263
Панишев С.В.	
Разработка месторождений криолитозоны блоками активного климатического воздействия.....	267
Петров В.Л., Тимофеев Н.Г.	
Роль горизонтально-направленного бурения в развитии инфраструктуры Якутии.....	270
Петров В.Л., Тимофеев Н.Г.	
Способ утепления гидравлической системы самоходной буровой установки в зимнее время.....	274
Попов В.И.	
Тепломассоперенос в насыпном грузе при железнодорожных перевозках в зимнее время.....	277
Попов М.С., Тимофеев Н.Г.	
Моделирование режимов бурения скважин.....	280
Слепцова Е.С.	
Доводка золотосодержащих продуктов обогащения на отсадке с применением полюсопеременного магнитного поля.....	284
Татаринов Д.М., Иванов А.А.	
Ковшебур, как замена шурфов при разведке россыпных месторождений.....	287
Татаринов Д.М., Иванов А.А.	
Обоснование выбора бурового инструмента для ударно-канатного бурения для крепких пород.....	291
Тимофеев Н.Г.	
Цифровые технологии в бурении скважин.....	296
Тимофеев Н.Г., Шестаков И.М., Скрыбин Р.М.	
Современная зарубежная технология при разведке россыпей в условиях крайнего Севера.....	299
Федоров В.И., Гаврилов В.Л.	
О природном и нормативном качестве энергетического угля малых разрезов Севера Якутии.....	303
Федоров И.В., Федоров Л.Н.	
Выбор способов крепления резцов буровой коронки по параметрам резцеудержания на макетах.....	306

Федоров Л.Н., Федоров И.В.

Разработка методики сравнительных испытаний на резцеудержание новых разъемных способов крепления резцов буровых коронок.....	309
--	-----

Федоров Л.Н., Ермаков С.А.

Применение пайки трехслойным припоем ТП-1М в разъемных креплениях буровых резцов.....	313
--	-----

Хоютанов Е.А., Гаврилов В.Л.

Об оценке достоверности запасов сложнопостроенных месторождений угля.....	317
--	-----

Ширман Г.В.

Криогенная подготовка высокоглинистых золотосодержащих песков к дезинтеграции.....	320
---	-----

ТЕКТОНИКА, ГЕОДИНАМИКА И ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

ГЛОБАЛЬНЫЕ СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКОЕ И БИОТИЧЕСКОЕ СОБЫТИЯ В РАННЕМ КАРБОНЕ НА РУБЕЖЕ ТУРНЕ И ВИЗЕ

Баранов В.В., Гриненко В.С.

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН,
г. Якутск, baranowvalera@yandex.ru*

На границе турне и визе наблюдается перестройка седиментогенеза и морских экосистем на всех континентах Земли. К этому рубежу также приурочены разнонаправленные движения блоков земной коры, как результат герцинской складчатости, и активизация вулканической деятельности. Эти процессы в обрамлении материка Ангарида зафиксированы А.Г. Клецем [6] под названием Щегловского био/седиментологического события. В морском бассейне Северо-Востока Евразии эта граница совпадает с нижней границей верхоянского терригенного комплекса и приурочена к смене карбонатного осадконакопления – терригенным. В Северном Хараулахе со среднего визе начинается инициальная стадия визейско-пермского мегацикла, которая представлена крестяхской свитой, замещающей по простирацию атырдахской свитой, сложенной песчаниками, алевролитами, силицитами, известняками и кремнистой пачкой. В устье р. Лены нижневизейские отложения отсутствуют. Здесь, между отложениями верхнего турне и средним визе наблюдается стратиграфический перерыв [2, 3]. В горной системе Черского на этом уровне наблюдаются базальные конгломераты. Седиментологическая перестройка осадконакопления совпадает с резким изменением таксономического состава во всех отрядах замковых брахиопод. В Монголо-Охотской провинции из 36 родов брахиопод, 9 родов встречено в турне и 27 – в визе, границу турне и визе пересекают представители только 3 родов. На западе Сибирской платформы в визейском веке наблюдается расширение областей осадконакопления. В некоторых районах отмечается размыв турнейских отложений. Здесь, из разреза выпадают отложения визейского и серпуховского ярусов [7]. В некоторых разрезах скважин Западной Сибири низы визе представлены корами выветривания [6]. На Таймыре в начале визе (нижняя половина

макаровского горизонта) наблюдается резкая диверсификация брахиопод. Из этого интервала описано 30 родов беззамковых и замковых брахиопод [8]. Аналогичная картина наблюдается в Южном Верхоянье, если здесь из отложений турнейского яруса описано 17 родов брахиопод, то в восточной части их число возрастает до 45, а на севере Восточной Сибири, в нижнем течении р. Лены от 12 родов в турне – до 36 родов в восточной части [1]. В Московской синеклизе между верхнетурнейскими (черепетский горизонт) и нижневизейскими (радаевский горизонт) отложениями наблюдается стратиграфическое несогласие [5]. На северном Пай-Хое стратиграфический перерыв наблюдается между верхним турне (лыбедьяхинская свита) и нижнем визе (болванская свита), мощность отсутствующих или ненакопившихся отложений составляет 250-300 м. Это событие выделяется как средневизейское [4]. Палеокарст обнаружен в верхнетурнейских отложениях Южных Альп или на границе турне/визе в фазы *Scaliognathusanchoralis*-*Doliognathuslatus* [17]. В Карнийских Альпах (Италия) средневизейские отложения (формация *Hochwipfel*) залегают с разрывом на разных горизонтах формации Пал Гранде, в интервале от турне до франского яруса верхнего девона [10]. В Иране (центральный Елборз) на границе турне и визе наблюдается смена известняков кварцитовыми известняками [11]. На востоке Северной Америки, в Аппалачском бассейне, начало трансгрессии в середине миссиссиппия маркируется появлением толщи черных сланцев (*Sunbury Shale*) [15]. На юге Северной Америки (юго-западная Мексика) в нижней части визейских отложений (верхняя часть формации Сантьяго) наблюдается стратиграфическое несогласие [18].

В Южной Америке, на территории Аргентины на западе Бассейна Паганзо (*Paganzo Basin*) отмечается несогласное залегание нижнекаменноугольных (возможно, визейских) отложений (*Malanzan Formation*) на ордовикские отложения формаций Олта и Чепес (*Olta and Chepes Fm.*). Грубообломочный материал в восточной части бассейна ранее считался ледникового происхождения, однако исследователи пришли к выводу, что эти отложения – инициальная стадия морской раннекаменноугольной трансгрессии, поскольку к западу они замещаются песчаниками и аргиллитами морского генезиса [14].

На севере Африки (север Нигерии, юго-западная Ливия) нижнекаменноугольные отложения (*Mrag Formation*) (верхи турне-визе) с разрывом залегают на верхнедевонских отложениях [13]. В южном Китае турнейские известняки (*Muhua Formation*) перекрываются мергелями и сланцами формации Дайваба (*Dawuba Formation*). В Китае биотическое

событие на границе турне и визе выражено в резком сокращении таксономического разнообразия брахиопод. Из 164 родов брахиопод, 126 установлены в турнейских отложениях и 38 родов – в визейских, из них только 13 родов пересекают границу турне-визе. Диверсификация брахиопод в конце турне достигает максимума [9, 16]. В пограничных отложениях турне-визе Австралии, в бассейнах (Bonaparte Gulf, Canning, Carnarvon, Broken River Embayment, Burdekin, Drummond) отмечается перерыв в осадконакоплении [12].

Таким образом, седиментологическое и биотическое события на границе турне и визе прослеживаются на всех континентах Земли. В большинстве случаев седиментологическое событие представлено перерывами в осадконакоплении. В кровле турнейских отложений отложений на востоке Сибирской платформы, в Западно-Сибирской низменности и Западной Европы отмечаются либо коры выветривания, либо палеокарст. В разрезах, где на границе турне-визе отсутствует перерыв, отмечается смена режима осадконакопления. Биотическое событие в регионах, где отмечается перерыв в осадконакоплении, выражено в резком сокращении видового разнообразия в турнейском веке и вспышке родообразования – в визейском. В турнейском веке в морских бассейнах, где процесс осадконакопления не прерывался и происходила только смена режима осадконакопления наблюдается резкая диверсификация родов брахиопод, а в визейском – происходит резкое сокращение родового разнообразия, либо обратный процесс: в турнейском веке наблюдается резкое сокращение численности родов, а в визейском – вспышка родового разнообразия.

Исследование выполнено по плану НИР ИГАБМ СО РАН (проекты № 0381-2019-0001, № 0381-2019-0002, 0381-2019-0004)

Литература:

1. Абрамов Б.С., Григорьева А.Д. Биостратиграфия и брахиоподы нижнего карбона. М.: Наука. 1986. 192 с.
2. Богуш О.И., Герасимов Е.К., Черняк Г.Е., Юферов О.В. Крестяхские конгломераты устья р. Лены и их аналоги // ДАН СССР. 1963. Т. 153. № 1. С. 166-169.
3. Булгакова М.Д. Крестяхские конгломераты устья р. Лены и условия их образования // Литология и полезные ископаемые. 1967. № 3. С. 127-134.
4. Журавлев А.В., Вевель А.Я., Груздева Д.А. Местная стратиграфическая схема верхнего девона и нижнего карбона севера Пай-Хоя // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2018. Т. 13. № 2. С. 1-21.
5. Грунт Т.А. Атириды Русской платформы. М.: Наука. 1980. 164 с.

6. Клец А.Г. Верхний палеозой окраинных морей Ангариды. Н.: Акад-е изд-во «ГЕО». 2005. 240 с.

7. Макаренко Г.Ф. Каменноугольные переотложенные коры выветривания на западе Сибирской платформы // Континентальные перерывы и коры выветривания Сибири. Труды СНИИГГИМСа. Вып. 126. 1971. С. 81-84.

8. Устрицкий В., Черняк Г.Е. Биостратиграфия и брахиоподы верхнего палеозоя Таймыра. Л.: Гостоптехиздат. Труды НИИГА. Т. 134. 1963. 139 с.

9. Baliński A. Silicified Mississippian brachiopods from Muhua, southern China: rhynchonellides, athyridides, spiriferinides and terebratulides // *Acta Palaeontologica Polonica*. 2011. V. 56. № 4. P. 793–842.

10. Corradini C., Pondrelli M., Simonetto L., Corrigan M.G., Spalletta C., Suttner T.J., Kido E., Mossoni A., & Serventi P. Stratigraphy of the La Valute area (Mt. Zemula massif, Carnic Alps, Italy) // *Boll. Soc. Paleontol. Ital.* 2016. V. 55. № 1. P. 55–78.

11. Habibi T., Corradini C., Yazdi M. Conodont biostratigraphy of the Upper Devonian – Lower Carboniferous Schahmirzad section, central Alborz, Iran // *Geobios*. 2008. V. 41. P. 763–777.

12. Jones H.T., Campbell K.S.W., Roberts J. Correlation Chart for the Carboniferous System of Australia // Department of Minerals and Energy Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics. Bull. 156A. Canberra: Australian Government Publishing Service, 1973. 40 p.

13. Mergl M., Massa D., Plauchut B. Devonian and Carboniferous Brachiopods and Bivalves of the Djado Sub-Basin (North Niger, SW Libya) // *Journal of the Czech Geological Society*. 2001. V. 46. № 3–4.

14. Moxness L.D., Isbella J.L., Pauls K.N., Limarino C.O., Schenckman J. Sedimentology of the mid-Carboniferous fill of the Olta paleovalley, eastern Paganzo Basin, Argentina: Implications for glaciation and controls on diachronous deglaciation in western Gondwana during the late Paleozoic Ice Age // *Journal of South American Earth Sciences*. 2018. Vol. 84. P.127–148.

15. Roen J.B. Geology of the Devonian black shales of the Appalachian Basin // *Org. Geochem*. 1984. V. 5. No. 4. P. 241–254.

16. Shen S.Z., Qiao L., Zhang Y., Sun Y.L. and Jin Y.G. Carboniferous brachiopod genera on type species of China. In: Rong J.Y., Jin Y.G., Shen S.Z. and Zhan R.B. (eds), *Phanerozoic Brachiopod Genera of China*. Beijing: Science Press. 2017. P. 559–649.

17. Schönlaub H.P., Klein P., Magaritz M., Rantitsch R. G., Scharbert G., Scharbert S. Lower Carboniferous Paleokarst in the Carnic Alps (Austria, Italy) // *Facies*. 1991. V. 25. P. 91-118.

18. Torres-Martinez M.A., Sour-Tovar F. Productinid brachiopods (Strophomenata, Productida), including Martinezchaconialuinae and new species of Linoproductidae, from the Carboniferous of Santiago Ixtaltepec region, Oaxaca, Southeast Mexico // *Spanish Journal of Paleontology*. 2018. P. 205–213.

СУЩЕСТВОВАНИЕ ИНДИКАТОРНЫХ ВИДОВ МАМОНТОВОЙ ФАУНЫ В ГОЛОЦЕНЕ ЯКУТИИ

Боескоров Г.Г.

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,
gboeskorov@mail.ru*

Как известно, глобальные климатические изменения, произошедшие в Северном Полушарии на рубеже плейстоцена и голоцена сыграли решающую роль в сокращении численности и вымирании индикаторных видов мамонтовой мегафауны [1, 2, 17]. Несомненно, также, что мамонтовая фауна испытывала пресс со стороны верхнепалеолитического человека, охотничья деятельность которого могла сыграть определенную роль в сокращении численности некоторых представителей мегафауны [1, 18]. Каждый вид по-разному реагировал на последствия климатических сдвигов, перераспределение среды обитания и расселение человека. Изменениями климата можно объяснить вымирание некоторых видов, таких как евразийский овцебык и, вероятно, шерстистый носорог. В то же время, сочетание климатических и антропогенных воздействий, по-видимому, является причиной вымирания других видов, таких как евразийский бизон и дикая лошадь [22].

Ранее уже отмечалось, что глобальное вымирание мамонтовой фауны, происходившее в Евразии на рубеже плейстоцена и голоцена значительно “затянулось” на севере Восточной Сибири [9, 23]. Этому процессу могли способствовать следующие обстоятельства. Исключительно холодный и сухой климат этого региона способствовал сохранению больших площадей с остепненной растительностью (основных местообитаний крупных млекопитающих мамонтовой фауны) в голоцене. Участки реликтовых степей в Якутии сохраняются и в настоящее время. Длительному сохранению некоторых представителей мамонтовой фауны на севере Восточной Сибири способствовала и немногочисленность охотничьих племен каменного века. До недавнего времени не были найдены стоянки позднего палеолита и мезолита в арктической зоне материковой части Восточной Сибири от Таймыра до низовьев Яны; мало их в бассейне Индигирки и на Колыме [11]. В последние десятилетия в Арктической зоне Якутии были открыты мезолитическая стоянка на о-ве Жохова и верхнепалеолитическая стоянка в низовьях р. Яны [12, 15], а также, факты присутствия 42–32 тыс. л.н. в восточной Сибирской Арктике постоянного

населения и следы охотничьей деятельности древнего человека [8]. Тем не менее, вероятнее всего данный регион был очень слабо заселен человеком в позднем плейстоцене и начале голоцена (как, впрочем, и в настоящее время). Ниже мы перечислим убедительные доказательства существования типичных видов мамонтовой мегафауны на севере Якутии в голоцене.

Шерстистый мамонт *Mammuthus primigenius* (Blüm.). Значительное сокращение ареала мамонта происходило уже во время сартанского оледенения. Если радиоуглеродные датировки мамонтов в 14-12 тыс. л. н. (правда немногочисленные) отмечены почти по всему бывшему ареалу вида в Северной Евразии, то датировки моложе 12 тыс. л. н. имеются только из Заполярной части Сибири [2, 4, 21]. Ранее считалось, что эти хоботные полностью вымерли к началу голоцена, т.к. не было найдено их остатков моложе 9600 лет. Однако в 90-е годы 20 века было получено несколько датировок, доказавших, что на острове Врангеля мамонты существовали и в голоцене - 7700-3700 лет назад [3, 21]. Датировок моложе 3700 лет по мамонтам до сих пор нигде не получено, поэтому считается что эта островная популяция *M. primigenius* была последней. На материковой части Евразии наиболее близкие к нам датировки мамонта относятся к самому началу голоцена, 9600 – 10000 л.н. (Гыданский п-ов, п-ов Таймыр) [6]. Не так давно это подтверждено и для территории Якутии – последние мамонты здесь обитали до начала голоцена на территории Новосибирских островов (соединявшихся тогда еще с материком) [24] (табл.).

Ленская лошадь *Equus lenensis* Russ. Эта лошадь была одним из наиболее многочисленных видов копытных позднего плейстоцена Якутии и ее костные остатки обнаружены на многих стоянках людей палеолита. В то же время, среди нескольких сотен стоянок человека, относящихся к голоцену (мезолит - раннее железо) остатки лошади обнаружены только в неолитической стоянке Кулатты в окрестностях Якутска, что скорее всего является случайным заносом. Недавно получена раннеголоценовая датировка ленской лошади из Центральной Якутии, р. Часовня [17] (табл.). К настоящему времени имеется уже несколько радиоуглеродных датировок остатков лошадей с севера Восточной Сибири, относящихся к среднему и позднему голоцену [7, 9, 10, 11, 16] (табл.). Эти даты наглядно свидетельствуют о том, что на крайнем севере Восточной Сибири дикие (скорее всего, ленские) лошади обитали в среднем и позднем голоцене, по крайней мере 4600 - 2200 лет назад.

Таблица

Голоценовые находки млекопитающих мамонтовой фауны на
территории Якутии

Вид	Местонахождение	Радиоуглеродная дата, лет назад	Источник
Шерстистый мамонт <i>Mammuthus primigenius</i>	Новосибирские острова, остров Новая Сибирь	9470±40; 9650±60; 10200±100	[16]
Дикая лошадь <i>Equus</i> sp. и ленская лошадь <i>E. lenensis</i>	о-в Большой Ляховский	2220±50	[7]
	Хромская Губа, оз. Мойчоон	2310±80	[22]
	о-в Котельный	3000±45	[18]
	окр. пос. Батагай	4400±35	[23]
	П-ов Быковский, к востоку от дельты Лены	4610±40	[7]
	Ойягосский яр	4630±35	[19]
Овцебык <i>Ovibos pallantis</i>	окр. села Тумат, Усть-Янский район	2535±30	[20]
	П-ов Быковский, к востоку от дельты Лены	3180±100; 3200±40	[7]
Степной бизон <i>Bison priscus</i>	окр. пос. Батагай	около 8215	[23]
	Берег озера Чукчалах, Усть-Янский район	9310±45	[24]

Плейстоценовый овцебык *Ovibos pallantis* H. Smith. К началу голоцена исчезает на значительной части своего ареала и овцебык. Отмечалось, что дольше всего в Евразии он просуществовал на Таймыре - последняя его популяция обитала здесь еще 3000 - 2700 лет назад [1, 6]. Однако впоследствии были получены схожие по возрасту радиоуглеродные датировки овцебыка из района дельты р. Лены: 3180±100 л.н. и 3200±80 л. н. [9]. Недавно получена еще более молодая датировка овцебыка из Усть-Янского района [5] (табл.), значительно расширяющая представление об ареале овцебыка в голоцене Восточной Сибири.

Первобытный (степной) бизон *Bison priscus* Woj. К.К. Флеров [13] считал, что позднелейстоценовый бизон дожил на Северо-Востоке Сибири до начала голоцена. На территории Якутии к настоящему времени обнаружены замороженные мумии двух раннеголоценовых бизонов [10, 14] (табл.), что подтверждает мнение К.К. Флерова.

Таким образом, ранее высказанное мнение о том, что север Восточной Сибири (в том числе и Якутии) был рефугиумом для некоторых крупных млекопитающих мамонтовой фауны, подтверждается новыми радиоуглеродными датировками.

Работа выполнена в рамках проекта № 0381-2019-0002 ИГАБМ СО РАН

Литература:

1. Боесков Г.Г., Ноговицын П.Р., Машенко Е.Н., Белолубский И.Н., Степанов А.Д., и др. Новые данные о млекопитающих мамонтовой фауны бассейна Средней Лены // ДАН. Наука о Земле. 2016. Т. 469, № 2. С. 190-194.
2. Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука. 1973. 256 с.
3. Верещагин Н.К., Барышников Г.Ф. Вымирание млекопитающих в четвертичном периоде Северной Евразии // Тр. Зоол. ин-та АН СССР. 1985. Т. 131. С. 3-42.
4. Кузнецова Т.В., ван дер Плихт Х. Позднелейстоценовые и голоценовые лошади Северной Якутии // Мат-лы Всеросс. совещ. «200 лет Отечественной палеонтологии». М.: изд-во МГУ. 2009. С. 65-66.
5. Лазарев П.А. Антропогенные лошади Якутии. М.: Наука. 1980. 190 с.
6. Лазарев П.А., Григорьев С.Е., Плотников В.В., Саввинов Г.Н.. Находки уникальных останков туш лошади и бизона в Верхоянском районе Якутии // Проблемы региональной экологии. 2011. № 4. С. 13-18.
7. Питулько В.В. Жоховская стоянка. СПб.: изд-во «Дмитрий Буланин», 1998. 185 с.
8. Питулько В.В., Павлова Е.Ю., Никольский П.А. Расселение человека в Арктике в первой половине МИС 3: новые данные // Фундамент. проблемы квартера. Мат-лы X Всеросс. совещ. по изуч. четверт. периода. М.: ГЕОС, 2017. С. 316-318.
9. Сулержицкий Л.Д. Черты радиоуглеродной хронологии мамонтов (*Mammuthus primigenius*) Сибири и севера Восточной Европы // Труды ЗИН РАН. 1995. Т. 263. С. 163-183.
10. Сулержицкий Л.Д., Романенко Ф.А. Возраст и расселение “мамонтовой фауны” азиатского Заполярья // Криосфера Земли. 1997. Т. 1. № 4. С. 12-19.
11. Федосеева С.А. Археология Якутии и ее место в мировой науке о происхождении и эволюции человечества. – Я.: изд-во «Литограф». 1999. 130 с.
12. Флеров К.К. Бизоны северо-восточной Сибири // Мамонтовая фауна и среда ее обитания в антропогене СССР. Л.: изд-во ЗИН АН СССР. 1977. С. 39-56.

13. Шер А.В. Млекопитающие и стратиграфия плейстоцена Крайнего Северо-Востока СССР и Северной Америки. М.: Наука. 1971. 310 с.
14. Шер А.В. Природная перестройка в Восточно-Сибирской Арктике на рубеже плейстоцена и голоцена, и ее роль в вымирании млекопитающих и становлении современных экосистем (сообщение 1) // Криосфера Земли. 1997. № 1. С. 21-29.
15. Boeskorov G.G. Arctic Siberia: Refuge of the Mammoth Fauna in the Holocene // Quaternary International, 2006. V. 142-143. P. 119-123.
16. Boeskorov G.G., Potapova O.R., Protopopov A.V., Plotnikov V.V., Kirikov K.S., et al. The Yukagir Bison: analysis of a complete frozen mummy of the bison, *Bison priscus* from the early Holocene of Northern Eurasia // Quaternary International. 2016. V. 406. P. 94-110.
17. Boeskorov G., Plotnikov V., Protopopov A., Klimovskiy A., Kolesov S., van der Plicht J. New finding of a Holocene muskox (*Ovibos pallantis* H. Smith, 1827) in Yakutia (East Siberia, Russia) // VII International Conference of Mammoths and their relatives. Taichung, Taiwan. Abstract book. 2017. P. 80.
18. Boeskorov G.G., Potapova O.R., Protopopov A.V., Plotnikov V.V., Maschenko E.N., et al. A study of a frozen mummy of a wild horse from the Holocene of Yakutia, East Siberia, Russia // Mammal Research. 2018. V. 63, No. 3. P. 307-314.
19. Kuznetsova T.V., Sulerzhitsky L.D., Siegert Ch. New data on the Mammoth fauna of the Laptev shelf land (East Siberian Arctic) // La Terra degli Elephanti: The World of elephants. Proc. of the 1st Int. Congress. Rome. 2001. P. 289-292.
20. Lorenzen E.D., David Nogues-Bravo D., Orlando L., Weinstock J., Binladen J., et al. Species-specific responses of Late Quaternary megafauna to climate and humans // Nature. 2011. V. 479(7373). P. 359–364.
21. MacDonald G.M., Beilman D.W., Kuzmin Y.V., Orlova L.A., Kremenetski K.V. et al. Pattern of extinction of the woolly mammoth in Beringia // Nature communications. 2012. V. 3 (893). P. 1-8.
22. Nikolskiy P.A., Sulerzhitsky L.D., Pitulko V.V. Last straw versus Blitzkrieg overkill: Climate-driven changes in the Arctic Siberia mammoth population and the Late Pleistocene extinction problem // Quaternary Science Reviews. 2011. V. 30. P. 2309-2328.
23. Pitulko V.V., Nikolsky P.A., Girya E.Y., Basilyan A.E., Tumskey V.E., et al. The Yana RHS Site: Humans in the Arctic before the Last Glaciation // Science. 2004. V. 303. P. 52-56.
24. Vartanyan S.L., Garutt V.E., Sher A.V. Holocene dwarf mammoths from Wrangel Island in the Siberian Arctic // Nature. 1993. V. 362. P. 337-340.

ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ПРИВЕРХОЯНСКОГО КРАЕВОГО ПРОГИБА И ЧЕКУРОВСКОЙ АНТИКЛИНАЛИ ПО ДАННЫМ ТРЕКОВОГО ДАТИРОВАНИЯ АПАТИТА

Васильев Д.А.¹, Прокопьев А.В.¹, Худолей А.К.², Ершова В.Б.²,
Казакова Г.Г.³

1 – Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, juorankhay@mail.ru,

2 – Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург,

3 – Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург

Для трекового датирования были отобраны семь образцов вдоль р. Эекит, в 4 км ниже по течению от места впадения р. Сололи в р. Тас-Эекит, до мыса Чекуровский на р. Лене в 9 км ниже по ее течению от места впадения р. Эекит. В структурном плане образцы отбирались из J_1 - K_1 терригенных пород восточного склона Оленекского поднятия, Приверхоянского краевого прогиба и западного крыла Чекуровской антиклинали фронтальной части Верхоянского складчато-надвигового пояса (ВЧНП) [2]. Трековое датирование проведено в лаборатории A2Z (Apatite to Zircon, Inc.), США по стандартным методикам [1, 3, 4].

Изучение распределения длин треков, полученных трековых возрастов и степени перезагруженности трековых систем позволяет выделить три группы возрастов: позднемеловые-раннепалеоценовые ($76.6 \pm 3.1 - 59.8 \pm 2.7$ млн лет), позднемеловые (90.0 ± 4.3 млн лет) и среднеюрские (171.0 ± 6.0 млн лет). В первую группу входят наиболее представительные образцы (показывают датировки от $67.6 \pm 2.3 - 67.4 \pm 2.3$ млн лет), а также большинство из изученных образцов (5 из 7). Они отобраны от западного крыла Чекуровской антиклинали до центральной части Приверхоянского прогиба. Во вторую группу входит один образец с западного крыла прогиба, а в третью – наименее представительный образец из всех изученных, отобранный с пограничных структур Оленекского поднятия и Приверхоянского прогиба. Возраст последнего образца является наиболее спорным [3, 4]. Среди образцов, отобранных в крест простирания северной части Приверхоянского прогиба, наблюдается постепенное омоложение трековых возрастов от 171.0 ± 6.0 млн лет на западе до 59.8 ± 2.7 млн лет на

востоке. Также следует отметить незначительное удревнение трековых возрастов от 59.8 ± 2.7 млн лет на восточном крыле Огонер-Юряхской синклинали до 67.6 ± 2.3 млн лет на западном крыле Чекуровской антиклинали. С другой стороны, это удревнение может оказаться кажущимся, поскольку образцы расположены довольно близко друг от друга (~ 1 км) и, кроме того, с учетом ошибки при определении трековых возрастов полученные данные имеют довольно близкие значения. Интерпретация графиков термальной эволюции позволяет сделать несколько выводов. В целом, на изученной территории предполагается денудация около 2–3.4 км пород. Мощность денудированного материала в северной части Приверхоянского краевого прогиба возрастает с запада на восток от 2 до 3.4 км. Мощность денудированного материала в Чекуровской антиклинали составляет от 3 до 3.4 км. Слишком большие мощности предполагаемых денудированных толщ позволяют считать, что остывание отложений происходило не только за счет денудации. Вероятно, свой весомый вклад вносили как тектонические поднятия, так и климатические изменения [1]. График термальной эволюции наименее представительного образца, отобранного на границе Оленекского поднятия и Приверхоянского прогиба, указывает на погружение (нагрев) территории на 2 км в интервале 110–55 млн лет. Это погружение предположительно связано с формированием северной части Приверхоянского прогиба в результате проседания при накоплении осадков, а также деформационных событий в расположенном восточнее Хараулахском сегменте ВСНП. График термальной эволюции этого же образца показывает наибольшую скорость денудации (остывание на $8^\circ\text{C}/\text{млн лет}$) во временном интервале 55–50 млн лет. Наибольшая скорость денудации среди представительных образцов (остывание на $6.5^\circ\text{C}/\text{млн лет}$) фиксируется на графике термальной эволюции наиболее восточного образца, отобранного на западном крыле Чекуровской антиклинали, в возрастном интервале 70–60 млн лет. Выше показанное скоростное значение настолько велико, что можно предполагать, что денудация, вероятно, сопровождалась интенсивным тектоническим поднятием. Примерно в этом же возрастном интервале (75–55 млн лет) фиксируется менее высокоскоростные эпизоды денудации (остывание на $3.7\text{--}4.5^\circ\text{C}/\text{млн лет}$) двумя образцами с общего крыла Огонер-Юряхской синклинали и Чекуровской антиклинали. График термальной эволюции еще одного образца из этого же места фиксирует относительно высокоскоростной эпизод денудации (остывание на $3^\circ\text{C}/\text{млн лет}$) примерно 45–40 млн лет

назад. Это время близко к формированию Кенгдейского палеогенового грабена.

В результате проведенных исследований наиболее уверенно фиксируется только одно термотектоническое событие, произошедшее 75–50 млн лет назад (поздний мел–эоцен). Этот интервал фиксируется наиболее представительными образцами, имеющими трековый возраст 67.4 ± 2.3 – 67.6 ± 2.3 млн лет и, в целом, подтверждается датировками других, менее надежных образцов. Интерпретация графиков термальной эволюции показывает наибольшую скорость денудации (остывания), вероятно связанную с интенсивным тектоническим поднятием 70–60 млн лет назад. В этот временной промежуток, возможно, происходила заключительная стадия формирования фронта Хараулахского сегмента ВСНП. Также следует упомянуть отмеченное ранее постепенное омоложение трековых возрастов с запада на восток от 171.0 ± 6.0 до 59.8 ± 2.7 млн лет. Если не учитывать наиболее спорную датировку возраста (171.0 ± 6.0 млн лет), данное омоложение, в интервале от 90.0 ± 4.3 до 59.8 ± 2.7 млн лет, возможно, косвенно, подтверждает тыловую последовательность формирования складчато-надвиговых структур [2].

Кроме этого, на исследуемой территории, в целом, с некоторой долей условности и вероятности, можно предположить проявление следующих термотектонических событий:

110–55 млн лет. Продолжительное погружение территории, фиксируемое графиком термальной эволюции одного из наименее представительных образцов. Данный образец, расположенный на границе Оленекского поднятия и западного крыла северной части Приверхоянского прогиба, показывает погружение, предположительно связанное с формированием этого прогиба. Амплитуду погружения оценить сложно.

95–85 млн лет. Поднятие фиксируется как трековыми возрастами, так и графиками термальных эволюций. Для образца, отобранного на западном крыле Приверхоянского прогиба, трековый возраст соответствует 90.0 ± 4.3 млн лет. Графики термальных эволюций еще двух образцов показывают начало относительно высокоскоростных (остывание на $2\text{--}2.3^\circ\text{C}/\text{млн лет}$) этапов денудаций 85–80 млн лет назад. Все это позволяет связывать поднятие в этом интервале с первым импульсом складчато-надвиговых деформаций во фронте ВСНП.

45–40 млн лет. Данное поднятие фиксируется на графике термальной эволюции одного образца, отобранного на западном крыле Чекуровской антиклинали, относительно высокой скоростью денудации (остывание на

3°С/млн лет). Природа этого этапа денудации остается дискуссионной; возможно она связана с ошибкой модели стирания треков при их отжиге. С другой стороны, денудация в это время может быть связана с формированием расположенных восточнее палеогеновых грабен (Кенгдейский и др.).

Исследование выполнено по плану НИР ИГАБМ СО РАН (проект 0381-2019-0001), при частичной поддержке гранта РФФИ № 19-05-00945.

Литература:

1. Ветров Е.В. Эволюция термотектонических событий юго-восточного Алтая в позднем мезозое и кайнозое по данным трековой термохронологии апатита // Дисс. на соиск. уч. степ. к.г.-м.н. М.: 2016. 200 с.
2. Прокопьев А.В., Дейкуненко А.В. Деформационные структуры складчато-надвиговых поясов // Тектоника, геодинамика и металлогения территории РС(Я) / М.: МАИК «Наука/Интерпериодика». 2001. С. 156–198.
3. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит. Методы трекового и структурного анализа. Труды Геолог. инст-та РАН. Вып. 577. М.: Наука. 2008. 320 с.
4. Green P.F., Duddy I.R. AFTA and low temperature thermochronology: the Geotrack approach // Thermo 2014. 14th Inter. Conference on Thermochronology. 2014. P. 1–69.

ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ОПУСТЫНИВАНИЕ И ВЫМИРАНИЕ МАМОНТОВОГО БИОМА В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ

Галанин А.А.

*Институт мерзлотоведения им. П.И.Мельникова СО РАН, г. Якутск,
agalanin@gmail.com*

Покровные эоловые и криогенно-эоловые отложения, среди которых основной объем приходится на лессовидные суглинки высокой льдистостью и мощными ПЖЛ (едомная свита) и дюнные супеси (дьюлкуминская свита) с необычайно низким содержанием ископаемых льдов, наиболее распространены в Центральной Якутии [1]. Последний эпизод интенсивного формирования домной свиты и мел местов каргинский термохрон (МИС 3) и совпадает с последним эпизодом

расцвета мамонтового биома. Формирование дюнных покровов происходило на протяжении сартанского криохрона (МИС 2) [1] и сопровождалось резким сокращением численности мамонтового биома.

К наиболее поздним находкам в Центральной Якутии относятся части скелета архаичного мамонта, идентифицированные как отдельный вид *Суольский мамонт*. В его облике сохранились черты *Степного мамонта*, обитавшего в раннем и среднем неоплейстоцене. Однако возраст находки оказался слишком молодым ($19,69 \pm 0,1$ некалиб. тыс. л.н. [1]; калиброванный возраст составляет 22,06-21,45 тыс. л.н.), на основе чего ее отнесли к *Шерстистому мамонту* [1]. В 2013 г. в этом же районе обнаружен еще один почти полный скелет (*Мегинский мамонт*) архаичного облика, весьма сходный с предыдущим и также идентифицированный как *Степной мамонт*. Однако и его абсолютного возраст оказался слишком молодым 23,86-22,65 тыс. калиб. л.н. (МРІ-80), после чего и эту находку также отнесли к архаичной форме *Шерстистого мамонта*. История установления таксономической принадлежности на «абсолютного возраста» вызывает понятный скепсис. Вместе с тем, обнаружение двух морфологических сходных «архаичных шерстистых мамонтов», обитавших одновременно на одной и той же территории, на наш взгляд, может свидетельствовать об их принадлежности к последним деградирующим микропопуляциям, обитавшим здесь в начале сартанского криохрона.

Действительно, абсолютный возраст большинства обнаруженных к настоящему времени в Центральной Якутии остатков крупных млекопитающих относится к каргинскому термохрону [2], в отложениях раннесартанского возраста они единичны, а в позднесартанских и раннеголоценовых – пока не встречены вовсе. Мы полагаем, что причины столь раннего вымирания мамонтовой фауны в Центральной Якутии можно объяснить на основе анализа динамики едомного осадконакопления и дюнообразования во второй половине позднего неоплейстоцена.

Полигональные (едомные) лугостепи распространялись в регионе на протяжении термохронов и являлись основной кормовой базой мамонтового биома, поэтому именно в едомных отложениях фиксируется максимальное количество его фаунистических остатков. В холодные и сухие периоды происходило сокращение степей, расширение ареалов малопродуктивных каменистых (ветрогранниковых) и супесчаных пустынь (дьюлкунинская свита) с оазисным типом растительного покрова.

На протяжении термохронов увеличение увлажнения приводило к активизации стабилизирующей функции растительного покрова, что

способствовало снижению дефляции и закреплению дюнных массивов растительностью. Однако даже в термохроны увлажнение не было достаточным для формирования плотно сомкнутого растительного покрова на плакорах, в результате чего сохранялись условия для локальной дефляции и эоловой аккумуляции, развития синлитогенного дернового типа почвообразования. Накопление пылеватых фракций вместе с гумусом способствовало возникновению мерзлотного водоупора и локальному повышению влажности отложений внутри мерзлотных полигонов. Именно уникальное соотношение осадков и температуры привело к появлению специфической, не имеющей современных аналогов экосистемы- полигональной лугостепи, продуктом деятельности которой являются отложения едомной свиты.

Результаты изучения опорных разрезов свидетельствуют о наличии в позднем неоплейстоцене двух эпизодов формирования едомы. Первый (каргинский) имел место в интервале 65-25 тыс. л.н. Отложения данного возраста, сложенные наиболее мощными (до 60 м) и протяженными пачками, содержат самые крупные ПЖЛ. Они приурочены к наиболее высоким уровням рельефа (175-350 м н.у.м.), охватывают обширные участки Абалахской и Тюнгулинской равнин в междуречье Лены и Амги, встречаются в виде изолированных массивов и водораздельных плато в пределах левобережья р. Лены (Приленское плато), в бассейне среднего течения р. Вилюй, Алдан и др. Однако, едомные отложения каргинского возраста не встречаются в пределах Бестяхской, Кердемской и более низких террасовых уровней.

Едомные отложения второго (позднего) этапа датируются самым концом позднего неоплейстоцена - началом голоцена, который можно связать с первым глобальным потеплением и увеличением осадков в интервале бёллинг-аллёрд (13,5-12 тыс.л.н.). Мощность поздних едомных отложений, как правило, не превышает 4-6 м, а размеры элементарных ледяных жил редко превышают 3-4 м в длину и 1,5-2 м в ширину. Отложения поздней едомы, как правило, выполняют понижения рельефа, в том числе, спущенные озерно-болотные котловины, иногда встречаются на заболоченных участках низких террас. Часто ледово-лессовые отложения бёллинг-аллёрда несогласно залегают на каргинской едоме, формируя второй (верхний) ярус ПЖЛ. В некоторых случаях они вместе с озерно-болотными фациями венчают разрезы дьолкуминской свиты.

Кроме различий в условиях залегания, отложения каргинской и бёллинг-аллёрдской едомы отличаются изотопным составом (^{18}O и D) ПЖЛ. В первых значения $\delta^{18}\text{O}$ (‰) варьируются от -30 до -34, а δD

изменяется от -240 до -275‰. Дейтериевый эксцесс изменяется от 3 до 10‰. В целом это указывают на происхождение льдов из снегового расплава в условиях более холодных, чем современные. ПЖЛ из разрезов поздней едомы характеризуются более тяжелым составом ($\delta^{18}\text{O} = -27,2 \pm 1,4\text{‰}$; $\delta\text{D} = -215,8 \pm 8,5\text{‰}$; $d_{\text{exc}} = 1,7 \pm 3,1\text{‰}$). Это указывает на существенно более теплые и относительно сухие условия их формирования.

Биостратиграфические характеристики свидетельствуют, что едомные отложения каргинского возраста формировались при доминирующей роли криостепной растительности с доминированием злаков и осок. Кустарниковые и древесные таксоны практически не распространялись на плакорные территории. В бёллинг-аллёрде формирования ее домы также происходило при высокой роли травянистого покрова, но часто встречающиеся в лессовидных суглинках обломки кустарниковой, реже древесной растительности, прослой углей указывают скорее на распространение лесостепного ландшафта.

Дюнные покровы дьолкуминской свиты, занимающие вместе с одновозрастными участками дефляционного рельефа (желоба и котловины выдувания, ветрогранниковые плато и др.) более половины территории Центральной Якутии, имеют весьма узкий хронологический диапазон формирования (25-12 тыс. л.н.), совпадающий с последним криохроном (МИС 2). Пик опустынивания и дюнообразования совпадает с термическим минимумом последнего криохрона (20-18 тыс. л.н.). Таким образом, в стратиграфическом отношении дьолкуминская свита разделяют каргинские и бёллинг-аллёрдски ее домные отложения.

Мы полагаем, что ключевым событием последнего криохрона в Центральной Якутии является сильнейшее иссушение, которое привело к сокращению ареалов и продуктивности полигональных лугостепей, а также к расширению площади каменистых и дюнных пустынь. Все эти изменения в совокупности привели к катастрофическому сокращению пастбищ, что вызвало сокращение мамонтового биома и вымирание наиболее крупных его представителей в Центральной Якутии намного раньше, чем в более северных районах Якутии и Восточной Сибири. Об этом свидетельствует множество находок более поздней мамонтовой фауны, обитавшей здесь на всем протяжении сартанского криохрона вплоть до раннего голоцена.

Отложения едомной и дьолкуминской свит являются важнейшими ландшафтно-климатическими индикаторами природной среды позднего неоплейстоцена. Фациальный состав первой отражает благоприятные

условия для роста численности мамонтового биома, второй – условия его сокращения и вымирания.

Исследования выполнены при частичной поддержке Комплексной программы фундаментальных научных исследований СО РАН II.1 и РФФИ №№ 17-05-00954, 18-45-140012.

Литература:

1. Галанин А.А., Павлова М.Р. Позднечетвертичные дюнные образования (Дьолкуминская свита) Центральной Якутии (Часть 2) // Криосфера Земли, 2019. Т. XXIII. № 1. 3–16.
2. Боескоров Г.Г. Систематическое положение «суольского» мамонта (*Mammuthus, Proboscidea*) / Г.Г. Боескоров, Е.Н. Машенко // Наука и образование, 2014. № 2. С.48–54.
3. Боескоров Г.Г., П. Р. Ноговицын П.Р., Машенко Е.Н., и др. Новые данные о млекопитающих мамонтовой фауны бассейна Средней Лены (Якутия; национальный природный парк «Ленские столбы» и прилегающие территории) // ДАН, 2016. Т. 469. № 2. С. 190–194.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ БУЛУНСКОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА (ОМОЛОНСКИЙ МАССИВ)

**Глухов А.Н.¹, Котов А.Б.², Прийменко В.В.¹
Сальникова Е.Б.², Кузнецов А.Б.², Подольская М.М.³**

*1 – Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский
институт ДВО РАН, г. Магадан, gluhov76@list.ru*

*2 – Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-
Петербург*

*3 – Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского
РАН, г. Москва*

В рамках аккреционной тектоники структура Северо-Востока Азии представляет собой совокупность орогенных поясов на окраине Северо-Азиатского кратона (САК). Среди террейнов различной геодинамической природы здесь выделяются так называемые кратонные (срединные массивы), представляющие собой фрагменты САК: Омолонский (ОМ) и Охотский.

В структуре ОМ выделяются AR-PR фундамент и R-MZ терригенно-карбонатный чехол, на котором залегают вулканиты Кедонского (КВП),

Олойского (ОВП) и Охотско-Чукотского (ОЧВП) окраинно-континентальных поясов. Стратифицированные комплексы прорваны крупными батолитами, которые относятся к двум комплексам – абкитскому (PZ_1) и булунскому (C_1). Структуру фундамента определяют моноклинали и гранито-гнейсовые купола, чехла - пологие моноклинали и брахисинклинали. В истории геологического развития ОМ выделяются пять этапов: AR-PR (консолидация фундамента), R- PZ_1 (рифтогенез), среднепалеозойский (коллизия, субдукция), PZ_2 - MZ (рифтогенез), MZ (субдукция).

Надсубдукционный вулканогенный комплекс КВП известен под названием «кедонская серия». Он включает (снизу вверх) три крупных толщи: 1) андезиты, кварцевые латиты, трахириолиты, 2) , базальты, трахиандезиты, 3) риолиты, трахиандезиты, риодациты. С вулканитами КВП связано формирование промышленно значимой эпитермальной Au-Ag минерализации (месторождения Кубака, Биркачан). Эффузивам комагматичны граниты, гранодиориты, граносиениты, кварцевые монциты, диориты булунского комплекса. Они сопровождаются непромышленным Cu-порфировым и Au-полиметаллическим оруденением.

Формирование КВП началось на рубеже раннего и среднего карбона: U-Pb оценка возраста циркона из трахиандезита ачеканской толщи составляет $400,5 \pm 4,4$ млн.лет [1]. Верхняя возрастная граница кедонской серии маркируется несогласно перекрывающей ее корбинской свитой, содержащей раннекарбонную флору [2]. Эффузивы КВП охарактеризованы достаточно большим количеством геохронологических данных [1, 2], однако среди них преобладают K-Ar и Rb-Sr оценки возраста. Дискуссия о возрасте Au-Ag руд ОМ ведется многие годы, существуют точки зрения о его дораннекарбонном [3, 6] или позднемезозойском [4, 5] возрасте.

Для интрузий булунского комплекса известно единичное определение Rb-Sr возраста - 321 ± 8 млн. лет [2]. Нами в 2018 году были получены новые данные о возрасте булунского интрузивного комплекса.

Были изучены гранодиорит-порфиры булунского комплекса, слагающие небольшой (2 км^2) шток на восточном фланге Биркачанского рудного поля, прорывающий лавы и игнимбриты трахириодацитов верхней толщи кедонской серии. Породы пропилитизированы и вмещают жилы с Au-Ag минерализацией. Из керна поисковой скважины с глубины 18 – 20 м была отобрана проба U-Pb-1 для U-Pb геохронологических исследований по циркону (ID TIMS). Выделение цирконов проводилось по

стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Химическое разложение циркона и выделение U и Pb выполнялось по модифицированной методике Т.Е.Кроу [7]. Изотопные анализы выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI. Точность определения U/Pb отношений и содержаний U и Pb составила 0.5%. Обработка экспериментальных данных проводилась при помощи программ «PbDAT» [8] и «ISOPLOT» [9]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [11]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [10].

Акцессорный циркон из гранодиорит-порфира булунского комплекса в пробе представлен идиоморфными и субидиоморфными прозрачными кристаллами светло-коричневого цвета размером 50 - 150 мкм с коэффициентом удлинения 1.5-5.0. Габитус кристаллов изменяется от короткопризматического до длиннопризматического и игольчатого. Для внутреннего строения циркона характерна «тонкая» магматическая зональность, в некоторых кристаллах присутствуют унаследованные ядра.

Для U-Pb геохронологических исследований были использованы четыре микронавески циркона из размерной фракции 50-85 мкм. Точки их изотопного состава располагаются на дискордии, нижнее пересечение которой с конкордией составляет 338 ± 5 млн. лет ($СКВО=0.41$), а верхнее пересечение составляет 898 ± 320 млн. лет.

При этом одна точка изотопного состава циркона располагается на конкордии (конкордантный возраст - 335 ± 2 млн лет, $СКВО=0.93$, вероятность - 0.34). Обе оценки возраста совпадают в пределах погрешностей. Следовательно, есть все основания полагать, что конкордантная оценка возраста изученного циркона 335 ± 2 млн лет отвечает возрасту его кристаллизации и соответственно возрасту формирования булунского магматического комплекса.

Литература:

1. Гагиева А.М., Жуланова И.Л. Геохронометрия среднепалеозойских вулканитов Омогонского массива: сопоставление K-Ar, Rb-Sr, U-Pb данных геологическая интерпретация (Северо-Восток Азии) // Тихоокеанская геология. 2011. Т.30, № 3. С. 3–19.
2. Горячев Н.А., Егоров В.Н., Савва Н.Е., Кузнецов В.М., Фомина М.И., Рожков П.Ю. Геология и металлогения фанерозойских комплексов юга Омогонского массива. В.: Дальнаука. 2017. 312 с.
3. Котляр И.Н. Возраст золотых руд месторождения Кубака // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии. Материалы IV регионального

петрографического совещания пол Северо-Востоку России. М.: СВКНИИ ДВО РАН. 2000. С. 156–159.

4. Лейер П.У., Иванов В.В., Раткин В.В., Бандтцен Т.К. Эпитермальные золото-серебряные месторождения Северо-Востока России: первые $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ -определения возраста руд // ДАН СССР. 1997. Т. 356. № 5. С. 665–658.

5. Наталенко М.В., Стружков С.Ф., Рыжов О.Б., Вакин М.Е., Ишков Б.И., Гиллес Б., Карчавец В.П., Устинов В.И., Шергина Ю.П. Геологическое строение и минералогия месторождения Биркачан // Руды и металлы. 2002. № 6. С. 37–52.

6. Степанов В.А., Шергина Ю.П., Шкоробогатова Г.С., Шишакова Л.Н., Рублев А.Г. Возраст руд Кубакинского месторождения золота (Омолонский массив) // Тихоокеанская геология. 1998. т. 17. № 5. С. 89–97.

7. Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. et cosmochim. acta. 1973. V. 37. P. 485–494.

8. Ludwig K.R. Isoplot 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Spec., 2003. V. 4.

9. Ludwig K.R. Isoplot 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Spec. 2003. V. 4.

10. Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.

11. Steiger R.H., Jager E. Subcomission of Geochronology: convension of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ РУДОГЕНЕЗА ДОКЕМБРИЙСКИХ ТЕРРЕЙНОВ НА ПРИМЕРЕ ПРИКОЛЫМСКОГО ПОДНЯТИЯ И ОМОЛОНСКОГО МАССИВА (СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ)

Глухов А.Н.

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт
ДВО РАН, г. Магадан, gluhov76@list.ru*

В рамках аккреционной тектоники структура Северо-Востока Азии предстает как совокупность орогенных поясов, взаимодействующих с окраиной Северо-Азиатскогократона (САК). Среди террейнов различной природы здесь выделяются кратонные, и миогеоклинальные, представляющие собой фрагменты САК. Наиболее крупные среди них – Омолонский кратонный террейн (ОМ) и Приколымский

миогеоκлиναльный террейн (ПК). Они имеют длительную историю геологического развития: наиболее древние U-Pb датировки комплексов первого составляют 2,4 млрд. лет, второго - 3,4 млрд. лет.

Фундаментальное положение металлогении констатирует невозможность рассмотрения генезиса месторождений в отрыве от тектоники [3]. Важнейший тектонофизический принцип подобия [1] и «геоенетический закон» эволюционного развития минерального мира [2] постулируют, что закономерности рудогенеза, установленные для тектонических и металлогенических таксонов высоких рангов, будут наблюдаться и в ранге месторождения и рудного тела. Таким образом, строение рудных полей определяется спецификой тектоники и геодинамического развития региональных структур. В таком контексте металлогения докембрийских террейнов изучена слабо.

В структурном отношении ПК представляет собой пакет надвиговых чешуй. Наиболее древними породами являются амфиболиты, перидотиты и гнейсо-граниты (PR₁); комплексы верхнего протерозоя сложены песчаниками, филлитами, карбонатными породами и эффузивами мирiolит-базальтового состава. Широко развит динамотермальный метаморфизм зеленосланцевой фации. Докембрийские образования перекрыты терригенными, вулканогенно-осадочными и карбонатными породами палеозоя – мезозоя. Интрузивные комплексы представлены мелкими телами гранитоидов (D₂₋₃, K₁), а также дайками позднемеловых базитов. Состав вещественных комплексов ПК отражает существовавшую здесь обстановку пассивной континентальной окраины с циклически проявленным (RF, PZ₁₋₂) рифтогенезом, изредка осложнявшейся субдукционными и коллизионными (J₃-K₁) событиями. Вещественные комплексы ПК вмещают жильные и штокверковые рудопроявления медно-порфировой формации, медистые песчаники, полиметаллические рудопроявления MV-типа, а также стратиформные железные руды. Наиболее многочисленные месторождения и рудопроявления золото-редкометальной формации сопровождаются россыпями.

В структуре ОМ выделяются AR-PR фундамент и R-MZ терригенно-карбонатный чехол, на которые наложены вулканы Кедонского (КВП), Олойского (ОВП) и Охотско-Чукотского (ОЧВП) окраинно-континентальных поясов. Стратифицированные комплексы прорваны крупными батолитами, которые относятся к двум интрузивным комплексам – абкитскому (PZ₁) и булунскому (C₁). Структуру фундамента определяют моноклинали и гранито-гнейсовые купола, чехла - пологие моноклинали и брахисинклинали. Разломы – главным образом

крутопадающие. В истории геологического развития ОМ выделяются пять этапов: AR-PR (консолидация фундамента), R-PZ₁ (рифтогенез), среднепалеозойский (коллизия, субдукция), PZ₂ - MZ (рифтогенез), MZ (субдукция). Вещественные комплексы ОМ вмещают, жильно-прожилковое оруденение золото-серебряной, золото-редкометалльной и медно-порфировой формаций, а также серебро-полиметаллическую минерализацию и железистые кварциты.

Очевидны различия рудовмещающих структур ПК и ОМ: для первого типичны пологие рудовмещающие структуры и стратиформное оруденение; на ОМ наоборот, развиты исключительно крутопадающие структуры значительной вертикальной протяженности, а стратиформное оруденение редуцировано. По гравиметрическим данным, до глубины 20 км ПК характеризуется намного большей плотностной неоднородностью нежели ОМ, причем особенно четкие различия наблюдаются на самом верхнем (10 км) срезе.

Таким образом, тектоническая структура и геодинамическая природа этих террейнов принципиально различны. ПК представляет собой составной террейн надвигового строения, формирование которого происходило на всем протяжении его геологической истории, начиная раннего протерозоя. Эпизоды сжатия, сопровождавшиеся складко- и надвигообразованием, разделялись длительными эпохами медленного растяжения. Напротив, ОМ представляет собой жесткую структуру, консолидированную уже к началу рифея. На протяжении всей дальнейшей геологической летописи он сохранял свое внутреннее строение. Многочисленные эпохи сжатия и растяжения на протяжении фанерозоя существенно не изменили структурный рисунок ОМ и лишь способствовали формированию субвертикальных расколов кристаллического фундамента.

С учетом этого, важнейшим фактором металлогении докембрийских террейнов является наличие консолидированного дорифейского кристаллического фундамента. Это определяет: 1) стиль разломной тектоники (преобладание пологих либо крутопадающих разломов), 2) глубину проникновения рудоподводящих разломов, 3) морфологию и условия залегания рудных тел. Подвижность, либо наоборот, стабильность региональной структуры влияют также на количество этапов рудогенеза, их интенсивность (накопление руд в ходе одного крупного этапа либо последовательная концентрация/диссипация в ходе многократных возобновлявшихся рудообразующих событий) и набор геолого-генетических типов минерализации.

Литература

1. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
2. Рундквист Д.В., Рундквист И.К. Металлогения на рубеже столетия // Вестник РАН. 1994. 64 (7). С. 588–605.
3. Щеглов А.Д. Современное состояние теоретических основ металлогении. Л.: Инст-т естествозн-я и техники АН СССР. 1989. 24 с.

ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ И МЕЗОЗОЙСКИЙ ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ ВЕРХОЯНСКОГО ТЕРРИГЕННОГО КОМПЛЕКСА (ЗОНА ПЕРЕХОДА «СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА – ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ»)

Гриненко В.С., Баранов В.В.

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,
grinenkovs@diamond.ysn.ru*

В зоне перехода «Сибирская платформа – Верхояно-Колымская складчатая область» в разрезе фанерозоя довольно четко выделяется по своей специфике формирования верхоянский терригенный комплекс ($C_1v-K_1al_1$) [11]. Установлено, что комплекс залегает трансгрессивно и с угловым несогласием как на метаморфических образованиях консолидированной коры (комплекс основания, AR-PR), так и на карбонатных породах чехла платформы (карбонатный комплекс, V- C_1). В свою очередь, верхоянский терригенный комплекс несогласно перекрыт позднемезозойскими и более молодыми образованиями – равноценными в своей иерархии, как по вещественному и фациальному составу, так и по степени «наложенного» метаморфизма. Начиная с конца 20-х годов прошлого столетия и, поныне, на протяжении 90-летнего периода изучения, верхоянский терригенный комплекс многими исследователями познавался не только как местный литолого-стратиграфический объект, но, в основном, и как один из ключевых региональных геологических стратонов платформы и складчатой области, используемого для решения основных проблем стратификации, межрегиональной корреляции и расшифровки эволюции верхнего палеозоя и мезозоя Сибири, Востока и Северо-Востока России [1]. Следует отметить, что верхоянский терригенный комплекс повсеместно прослеживается в зоне перехода

«Сибирская платформа–Верхояно-Колымская складчатая область». На столь обширной территории «зоны перехода» в комплекс обычно объединяются осадочные отложения каменноугольной, пермской, триасовой, юрской и меловой систем, поэтому его аббревиатура ($C_1v-K_1al_1$) на сегодня включает рубежи от раннего карбона (визе) по ранний мел (нижний альб), включительно. Степень изученности и детальность расчленения разновозрастных терригенных отложений комплекса неравноценна. Наиболее достоверны схемы стратиграфии верхнепалеозойских, ранне- и среднемезозойских образований «зоны перехода». Они, в большинстве своем, рассмотрены и приняты МСК России как унифицированные. Менее детальны порайонные и региональные корреляционные схемы позднемезозойских (меловых) образований. Эти схемы утверждены МСК России как рабочие и, или, как порайонные корреляционные. В процессе расчленения и при межрегиональных корреляциях, нами, в ходе анализа эволюции комплекса, были использованы легенды нового поколения Госгеолкарты-200/2 РФ (Нижевилюйская (новая серия), гл. ред. В.С. Гриненко, утв. Научно-редакционным советом МПР России 14 сентября 2001, протокол 52; Верхоянская (новая серия), гл. ред. А.П. Кропачев, утв. Научно-редакционным советом МПР России 20 декабря 1999, протокол 52), опубликованные материалы, а также региональные унифицированные стратиграфические схемы верхнепалеозойских отложений, разработанные для Верхояно-Охотского региона [1–4, 8, 12–13]. Верхоянский терригенный комплекс прослеживается в крупнейших структурах зоны перехода «Сибирская платформа–Верхояно–Колымская складчатая область» (Вилуйская синеклиза, Алданская антеклиза, Предверхоянский краевой прогиб, Верхоянский мегантиклинорий, Янский мегантиклинорий, Куларский антиклинорий, Иньяли-Дебинский синклинорий, Туоустахский антиклинорий и Полоусный синклинорий). В складчатых элементах «зоны перехода» для комплекса установлены характерные признаки: 1) однообразный терригенный (песчаники, алевролиты и аргиллиты) состав пород; 2) редкое (чаще – почти полное отсутствие) присутствие карбонатных и эффузивных пород; 3) направленная, во времени и в пространстве (с запада на юго-восток, восток и северо-восток) смена областей максимального прогибания и мощности осадков; 4) характерные комплексы органических остатков располагаются на определенных стратиграфических рубежах, нередко тяготеющих к уровням тектоно-магматической активизации; 5) стратиграфическими перерывами. Нами установлено, что верхоянский терригенный комплекс формировался в

едином Восточно-Сибирском осадочном бассейне. Комплекс в течение верхнепалеозойского и мезозойского этапов сформировался как крупная стратиграфическая призма терригенных пород осадочного генезиса. Установленные этапы тесным образом связаны с трансгрессивно-регрессивными циклами формирования палеобассейна, а также с проявившимися в «зоне перехода» стадиями тектоно-магматической активизации. Подчеркнем, что верхоянский терригенный комплекс является местным стратиграфическим подразделением и, как крупная (по объему и по мощности) таксономическая единица, охватывающая в вертикальной стратиграфической последовательности несколько систем фанерозоя (C_{1v} – K_{1a1}), в своей иерархии, разделен нами на четыре подкомплекса: из них два нижних: **сибирский** (C_{1v} – P_3) и **янский** (T_{1i} – T_{3n}) – **выделяются впервые**. Два верхних, соответственно: лаптевский (T_{3g2} – J_{3v}) и китчанский (K_{1b} – K_{1a1}) опубликованы ранее [5, 6]. Выделение подкомплексов преследуют основную цель межрегиональных корреляций – вовлечения вновь обособленных стратонов «зоны перехода» в обиход нового перспективного этапа государственного мелкомасштабного картографирования (1:2500000 и 1:5000000). Фактически, эти подразделения, по своей иерархической соподчиненности, так же как и сам верхоянский терригенный комплекс, соответствуют по рангу объекту, близкому по своей номенклатуре к «минерагенической провинции» (к примеру: «Сибирская минерагеническая провинция» – включающая краевые части Предверхоянской нефтегазоносной области и Ленского угольного бассейна; «Верхояно–Колымская минерагеническая провинция», в составе которой установлены четыре минерагенические зоны – Западно-Верхоянская полиметаллическо-золото-сереброрудная, Омолойская полиметаллическо-рудная, Дулгалах-Брюнгадинская серебро-золото-сурьмяно-ртутная и Яно-Адычанская полиметаллическо-оловорудная) [7]. Можно лишь сожалеть, что на протяжении 90-летнего изучения востока Сибирской платформы и её складчатого обрамления, ни один из исследователей «зоны перехода», не обратил внимания на тот факт, что верхоянский терригенный комплекс не введен ни в одну серийную легенду нового поколения (Госгеолкарта-200/2 РФ и Госгеолкарта-1000/3 РФ). Все это привело, как ни странно, к тому, что комплекс, выделенный в 1934 г. Н.П. Херасковым, сегодня, в соответствии с [9, 10], не был включен в унифицированные стратиграфические схемы.

Исследование выполнено по плану НИР ИГАБМ СО РАН (проекты № 0381-2019-0001, № 0381-2019-0002)

Литература:

1. Будников И.В., Гриненко В.С., Клец А.Г. Верхоянский складчатый пояс – ключевой регион для решения основных проблем стратиграфии верхнего палеозоя Сибири // Отечественная геология. 1994. № 8. С. 42–46.
2. Будников И.В., Кутыгин Р.В., Клец А.Г., Бяков А.С., Гриненко В.С. Схема пермских отложений Верхояно-Охотского субрегиона // Реш-я Третьего межведомств. стратиграф. совещ-я по докембрию, палеозою и мезозою СВ России // СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2009. С. 127–145.
3. Гриненко В.С. Меловые континентальные образования востока Сибирской платформы // Отечественная геология. 2007. № 1. С. 110–118.
4. Гриненко В.С. История формирования верхнетриасовых – юрских отложений Восточно-Сибирского осадочного бассейна (восток Сибирской платформы и складчатое обрамление). Автореф. дисс. канд. геол.-минерал. наук. И.: 2010. 19 с.
5. Гриненко В.С., Князев В.Г. Лаптевский подкомплекс ($T_{3T_2}-J_{3V}$) верхоянского терригенного комплекса // Наука и образование. 2012. № 4. С. 13–18.
6. Гриненко В.С., Девятков В.П. Китчанский (K_1b-K_{1a1}) подкомплекс – новое подразделение верхоянского терригенного комплекса (зона перехода «Сибирская платформа – Верхояно-Колымская складчатая область» // Наука и образование. 2017. № 1 (85). С. 33–40.
7. Гриненко В.С. Металлотекты раннего-среднего карбона верхоянского терригенного комплекса (Куранахский антиклинорий, Западное Верхоянье) // Отечественная геология. 2018. № 5. С. 87–92.
8. Клец А.Г., Будников И.В., Кутыгин Р.В., Гриненко В.С. Схема каменноугольных отложений Верхояно-Охотского субрегиона // Реш-я Третьего межведомств. стратиграф. Совещ-я по докембрию, палеозою и мезозою СВ России // СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2009. С. 98–110.
9. Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. Н.: 1978 г. Н.: 1981. 90 с.
10. Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2009. 268 с.
11. Херасков Н.П., Колосов Д.М. Геология и геоморфология Западного Верхоянья. Труды ВНИИМС, вып. 116. Л.: 1938. С. 11–29.
12. Шурыгин Б.Н., Девятков В.П., Захаров В.А., Князев В.Г., Ильина В.И., Меледина С.В., Никитенко Б.Л., Гриненко В.С. Стратиграфия юры Восточной Сибири (состояние изученности, основные проблемы и способы их решения) // Вестник Госкомгеологии. 2001. № 1. С. 112–130.
13. Sobolev E.S., Klets A.G., Grinenko V.S., Budnikov I.V. Late Bachkirian ammonoids and nautiloids from the Western Verkhoyansk region // Paleontological Journal. 1998. Vol. 32. № 5. P. 447–460.

ВОЗРАСТ ГРАНИТОИДОВ БЕККЕМСКОГО МАССИВА ПО ДАННЫМ ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ (ВЕРХНЕ-ИНДИГИРСКИЙ РАЙОН)

Зайцев А.И., Наумов Г.Г.

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г.
Якутск, a.i.zaitsev@diamond.ysn.ru*

Беккемский плутон гранитоидов находится в пределах Адычано-Тарынской металлогенической зоны (Верхне-Индигоирский район, Восточная Якутия) и характеризуется наличием здесь олово-вольфрамовой минерализации, что не характерно для других массивов гранитоидов этого района. Структурно он расположен в пределах Эльгинского складчато-глыбового поднятия Верхояно-Колымской системе мезозой и приурочен к крупной субширотной синклинали, в ядре которой залегает мелкозернистые песчаники нория, а на крыльях – карнийские глинистые сланцы и алевролиты с прослоями песчаников [1].

Беккемский массив имеет площадь порядка 30 км². В его составе в основном представлены биотитовые адаллелиты разной зернистости и местами в эндоконтактных зонах гибридные гранодиориты. Участками в массиве наблюдаются небольшие пегматоидные образования. Постмагматические изменения гранитов – альбитизация, грейзенизация, слабая пелитизация калишпата, некоторая хлоритизация биотита.

В пределах апиальной части Беккемского массива расположено одноименное месторождение вольфрама, представляющее вольфрамит-кварцевую формацию грейзеново-жильного типа. Месторождение сложено в адаллелитах системой крутопадающих турмалин-кварцевых жил с вольфрамитом, окаймленных оторочками мусковит-кварцевых и турмалин - кварцевых грейзенов [2].

Гранитоиды Беккемского массива относятся к постскладчатому позднеюрско-раннемеловому комплексу габбро-диорит-гранодиоритовой формации [Флеров и др., 1979], но реально его возраст не установлен и, по мнению О.В. Суставова [2] может быть меловым. Для установления времени формирования массива нами проведено комплексное датирование его пород и минералов (биотит) К-Аг и Rb-Sr изотопными методами.

Полученные результаты изотопного датирования приведены в таблицах 1-3. Как видно из этих таблиц, несмотря на относительно значительный

разброс значений полученных датировок (70-96 млн. лет), все они определяют верхнемеловой этап его формирования. Наиболее высокие значения радиологических дат 96-87 млн. лет получены К-Аг методом для адамеллитов массива (табл.1). Rb-Sr возраст биотитов из адамеллитов имеют более низкие значения (84-70 млн. лет) и близкие значения первичного изотопного состава Sr 0,7079-0,7080 (табл. 2). В то же время Rb-Sr возраст биотита из адамеллита образца 74 (84 млн. лет) близок к К-Аг возрасту этого образца (87±6 млн. лет), а Rb-Sr возраст биотита (70 млн. лет) из образца 58/3, отобранного в контактовой зоне жилы кварц-калишпатового состава с турмалином (образец 58/2) близок к его К-Аг датировке (77±2 млн. лет) (табл. 1 и 2).

Таблица 1

Результаты К-Аг датирования пород Беккемского массива

№ обр	Порода	К, %	⁴⁰ Ar, мкг/г	Возраст, млн. лет
74	Биотитовый адамеллит	3,505	2,105	87±6
74	Биотит из адамеллита	7,32	4,920	96±2
58/3	с/з биотитовый адамеллит	3,20	2,008	90±0
58/3	Биотит из адамеллита	7,01	4,540	93±1
73	м/з адамеллит, с лейстами биотита	4,275	2,830	95±1
58/2	Кварц - калишпатовая жила с турмалином. В массиве	7,38	3,929	77±2
70	Кварц-серицитовый грейзен, околосильный	3,32	2,186	94±5

Таблица 2

Результаты Rb-Sr анализа гранитоидов и биотитов Беккемского массива

№ обр	Порода, минерал	⁸⁷ Rb	⁸⁶ Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr
74	адамеллит	43,388	18,8198	2,2789	0,7106
	Биотит	212,754	0,7782	270,2484	1,0321
Rb-Sr возраст -84 млн лет, I ₀ =0.7079					
58/3	С/з биотитовый адамеллит	50,0254	22,9437	2,1553	0,7101
	биотит	203,2711	0,7313	274,7620	0,9816
Rb-Sr возраст -70млн лет, I ₀ =0.7080					

Примечание: содержание изотопов Rb и Sr приведено в мкг/г

Таблица 3

Сводные изотопные датировки гранитоидов Беккемского массива

№ обр	Порода	К-Аг		Rb-Sr
		порода	биотит	биотит
74	Адамеллит	87+/-6	96+/-2	84
58/3	С/з биотитовый адамеллит	90+/-0	93+/-1	70

Таким образом, полученные результаты изотопного датирования пород Беккемского массива позволили установить, что становление гранитоидов массива и связанного с ним вольфрамового рудопроявления происходило в верхнемеловой этап развития региона в интервале времени – 96-70 млн. лет. Вероятно, более молодые изотопные датировки пород массива (77-70 млн. лет) обусловлены более поздними этапами его гидротермальной деятельности.

Литература:

1. Суставов О.А. Особенности формирования кварцевых жил в связи со становлением Беккемского гранитоидного массива (Восточная Якутия) // ДАН СССР. 1993. Т. 318. № 5. С. 1194-1199.
2. Суставов О.А., Киселева Д.В., Шагалов Е.С. Элементы-примеси в кварце жил с вольфрамовой, золоторедкометалльной и серебряной минерализацией (Беккемский и Эргеляхский гранитные массивы, Восточная Якутия) // Известия Вузов. Геология и разведка. 2017. № 4 С. 19-26.
3. Флеров Б. Л., Трунилина В. А., Яковлев Я. В. Оловянно-вольфрамовое оруденение и магматизм Восточной Якутии. М.: Наука. 1981. 275 с.

ПЕТРОГРАФИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД ЮХТИНСКОГО МАССИВА (ЮЖНАЯ ЯКУТИЯ, ЦЕНТРАЛЬНО-АЛДАНСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН)

**Иванов А.И., Журавлев А.И., Кравченко А.А., Лоскутов Е.Е.,
Молотков А.Е., Иванов М.С.**

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,
Leps_2002@mail.ru*

Введение и актуальность. Мезозойский магматизм Алдано-Станового щита отличается спецификой и исключительным многообразием состава изверженных пород, расчленение которых может служить основой для более плодотворных исследований в области петрологии, региональной тектоники и особенно, металлогении, так как с мезозойскими магматическими породами здесь связаны месторождения золота и ряда других полезных ископаемых [2]. Магматизм представлен породами монцитит-сиенитовой, лейцитит-щелочносиенитовой, щелочно-базитовой, гранит-гранодиоритовой формаций [1], слагающими массивы, штоки, лакколиты, силлы, дайки, жилы, неки и трубки взрыва. Магматическая деятельность этого этапа активизации в различных частях щита протекала

синхронно в период от позднего триаса до середины мела (220-100 млн. лет), с периодом максимальной интенсивности в поздней юре – раннем мелу (160-100 млн. лет). В размещении мезозойских инъективных ареалов Алдано-Станового щита выявляется контролирующая роль региональных структур сводовой системы. Группировки районов магматизма, протягивающиеся с запада на восток, соответствуют региональной структурной зональности мезозоя, включающей Становой и Алданский своды, межсводовую зону депрессий и пояс ступенчато-флексурных дислокаций, окаймляющих Алданский щит с севера [1].

Несмотря на длительный период изучения мезозойского щелочного магматизма Алдано-Станового щита, многие вопросы эволюции связанные с мезозойской активизацией территории и особенно металлогении магматических пород остаются дискуссионными. В этом плане актуальным является изучение отдельных массивов, позволяющих в целом получить объективную картину по решению этих проблем. Одним из таких образований, является Юхтинский массив. Полученные данные, помогут уточнить вещественный состав наиболее информативных и перспективных, на золото-радиоактивное оруденение, на наш взгляд 2 и 3 фаз внедрения пород Юхтинского массива, как одной из составляющих щелочных пород мезозойской тектономагматической активизации Алдано-Станового щита.

Юхтинский массив локализован в центральной части Нымнырского блока и представляет собой крупный многофазовый массив позднеюрского-раннемелового (146–157 млн л.) возраста [3]. Штоки, лакколиты, пластовые тела и дайки интрузивных пород массива интродуцируют образования докембрийского кристаллического фундамента, венд-нижнекембрийские карбонатные породы и нижнеюрские терригенные отложения осадочного чехла. По периферии массива, на контакте с карбонатными породами, развиты многочисленные апофизы щелочно-полевошпатовых сиенитов и сиенит-порфиоров. На северо-западе массива преобладают массивные крупнокристаллические разновидности, а на остальной площади развиты порфировидные граносиениты с мелко-, среднезернистой основной массой и таблитчатыми более крупными выделениями калишпата [3].

Результаты петрографических исследований магматических образований Юхтинского массива

Вторая фаза представлена кварцевыми сиенитами и кварцевыми сиенит порфирами, развитыми в обрамлении Юхтинского массива и образующими штокообразные, лакколитоподобные массивы и тела

сложной формы [3]. Породы представлены порфировыми (вкрапленники обычно представлены калишпатом и плагиоклазом), в равной степени гипидиоморфнозернистыми разностями с повышенным содержанием калиевых полевых шпатов (КПШ) (до 55%), низким – плагиоклаза (до 35%), кварца (до 5%), темноцветных (до 3%) и рудных (до 2%) минералов. Для КПШ характерно наличие двух генераций. Первая генерация представлена хорошо образованными порфировыми кристаллами ортоклаза прямоугольной с неровными очертаниями формы, характерно пертитовое строение, как правило, замещен бурым пелитом. Вторая генерация КПШ представлена небольшими зернами ортоклаза основной массы, неправильной формы частично или полностью измененные вторичными процессами. Плагиоклаз представлен идиоморфными порфировыми, призматическими индивидами с неправильными очертаниями (эрозия), каймами плавления, измененными вторичными процессами, с зональными кристаллами олигоклаз-андезина. Замещается серицитом, реже кальцитом и эпидотом. Кварц, встречается как в виде округлых порфировидных вкраплений, так образует и мелкие бесформенные зерна. Моноклинный пироксен образует удлиненные, призматические чаще неправильными очертаниями зерна, неравномерно распределенными по породе, интенсивно зеленого цвета с едва заметным плеохроизмом. Амфибол встречается в виде бесформенных кристаллов, замещает пироксен. Нередко наблюдаются псевдоморфозы агрегата хлорита, кальцита, магнетита по зернам темноцветных минералов.

Третья фаза комплекса пользуется наиболее широким распространением на описываемой площади. Породы фазы сложены граносиенитами, по выделенным морфологическим особенностям, тела представляют собой штоки и лакколиты сложной формы [3]. Граносиениты светло-серые, розовато-серые средне-крупнокристаллические, иногда разномасштабные до порфировидных породы, исключительно лейкократовые, содержащие не более 3% темноцветных минералов. Структура порфировая, гипидиоморфнозернистая с низким содержанием КПШ (до 35%), высоким – плагиоклаза (до 55%), кварца (до 4%), темноцветных (до 3%) и рудных (до 3%) минералов. Калиевый полевой шпат двух генераций. Первая генерация – прямоугольные с неровными очертаниями, неправильной формы порфировые индивиды ортоклаза с характерным пертитовым строением, частично замещены продуктами вторичных изменений. Вторая генерация – мелкие неправильно-изометричные зерна ортоклаза, заполняющие пространство между зернами КПШ и плагиоклаза первой генерации. Плагиоклаз представлен двумя генерациями, ранняя из которых выделяется крупными порфировыми с недоразвитыми гранями кристаллами, незакономерно прирастающими друг к другу, с характерным полисинтетическим двойникованием, частично подвержены

серицитизации. Иногда отмечается отчетливая, зональность. Поздняя генерация – мелкие неправильной формы вытянутые кристаллы основной массы, с едва заметным полисинтетическим двойникованием, сильно изменены вторичными процессами. Кварц встречается как в основной массе в виде бесформенных, иногда остроугольных зерен, так и в виде округлых вкрапленников, а также в виде мелких ксеноморфных зерен, занимающих межзерновое пространство в основной массе. Пироксен представлен неправильными вытянутыми зернами эгирин-авгита интенсивно зеленого цвета с едва заметным плеохроизмом. Роговая обманка наблюдается в виде небольших редких неправильной формы кристаллов с резким плеохроизмом от желтовато-зеленого до темно-бурозеленого, замещает пироксен до полных псевдоморфоз. Рудный минерал неравномерно распределен по породе.

Таким образом, породы Юхтинского массива являются существенно лейкократовыми разностями, хорошо разделяющиеся по петрографическому составу и являющиеся результатом многофазового образования, где интенсивно проявлены вторичные изменения. По особенностям составов пород массива можно допустить, что последние могли образовываться из остаточных дифференциатов при фракционной кристаллизации породообразующих минералов с участием плагиоклазов.

Литература:

1. Ветлужских В.Г., Ким А.А. Геолого-промышленные типы золоторудных месторождений Южной Якутии // Отечественная геология. 1997. № 1. С. 16-24.
2. Максимов Е.П. Опыт формационного анализа мезозойских магматических образований Алданского щита // Изв. АН СССР: серия геолог-я. 1975. № 4. С. 16–32.
3. Страхов М.Ф. Петрология и рудоносность Юхтинского граносиенитового массива (центральная часть Алданского щита) // Известия СО. Секции наук о Земле РАЕН. Изд-во НИ ИрГТУ. 2012. №1 (40). С. 25–37.

ПЕТРОГРАФИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ЧЕПЧУГИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА

**Иванов М.С., Иванов А.И.,
Лоскутов Е.Е., Желонкина М.С.**

*Институт геологии алмаза и благородных металлов
СО РАН, г. Якутск, Leps_2002@mail.ru*

Территория Чепчугинского рудного узла расположена в зоне Сунтарского глубинного разлома [1], представленного многочисленными разрывными нарушениями северо-восточной ориентировки, между которыми наблюдаются менее протяженные субширотные разрывы.

Рудной узел приурочен к Чепчугинской антиклинали, в пределах Чепчугинского рудного узла выделяется Гайдарское рудное поле, на территории которого наибольшее распространение получили дайки основного состава. Гораздо в меньшей степени проявлены дайки среднего и кислого составов. На юго-восточном фланге рудного поля осадочные породы прорваны Лево-Сунтарским и Чепчугинским штоками гранодиоритов и гранитов мелового возраста, являющихся фрагментами нескрытой интрузии.

Новые данные, помогут получить представление о вещественном составе и этапах становления мезозойских магматических пород рудного поля, а также о возможной связи с рудоносностью рассматриваемой территории.

В результате исследований выявлено, что подавляющее количество тел даек на территории рудного поля приходится на дайки *спессартитов* (рис. 1). В меньшем количестве в пределах рудного поля распространены дайки *диоритовых порфиритов* (рис. 2). Крайне редки дайки *риолит-порфиров* (рис. 3). В целом все дайки сильно изменены вторичными процессами под действием гранитоидного Лево-Сунтарского массива и к тому же являются сильно выветрелыми, трудно диагностируемыми породами.

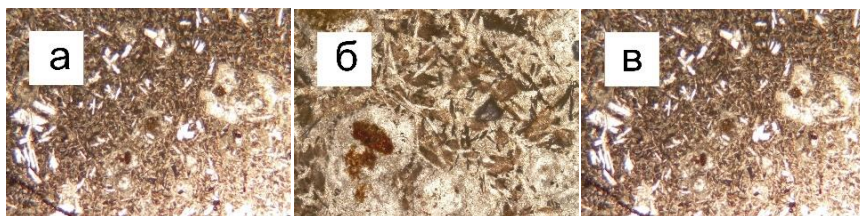


Рис 1. а – общий вид даек спессартитов, увел. 20, николи-; б – глобулы с лейкократовой зоной, увел. 100, николи-; в - такситовая текстура, кольцеобразные пятна оксидов железа, увел. 40, николи-.

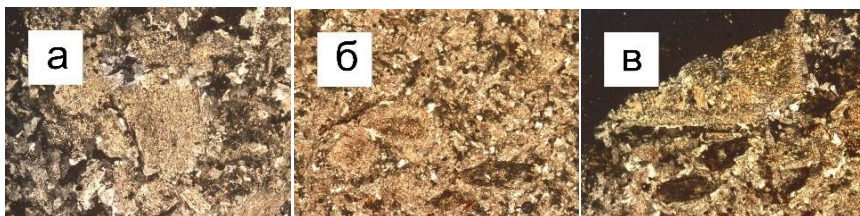


Рис. 2. а – общий вид наименее измененных диоритовых порфиритов, увел. 40, николи+; б – измененная роговая обманка, увел. 40, николи+; в – кварц-полевошпатовые прожилки в диоритовых порфиритах, увел. 40, николи+.

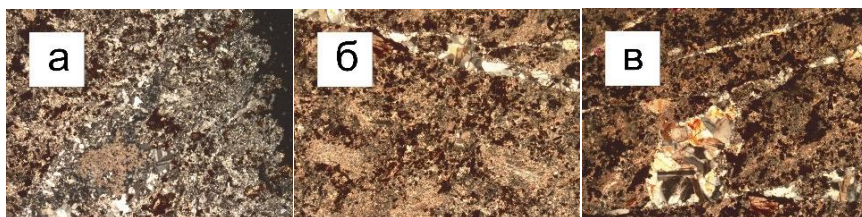


Рис. 3. а, б – общий вид наименее измененных риолит-порфиров, увел. 40, николи+; в – прожилки гранитного состава и постмагматического кварца в риолит-порфире, увел. 40, николи+.

Развалы раннемелового (?) штока Лево-Сунтарский представлены выветрелыми средне-крупнозернистыми *гранодиоритами* (рис. 4), Сменяющимися (фациальный переход) среднезернистыми *гранитами* (рис. 5).

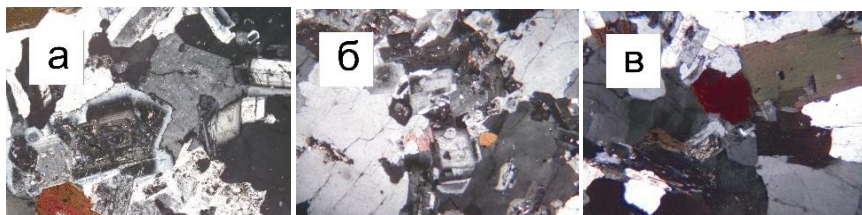


Рис. 4. а - плагиоклаз с зональным погасанием, также захват плагиоклаза зерном КФШ, увел. 40, николи+; б – элементы порфировой структуры, увел. 20, николи+; в - две генерации биотита, увел. 20, николи+.

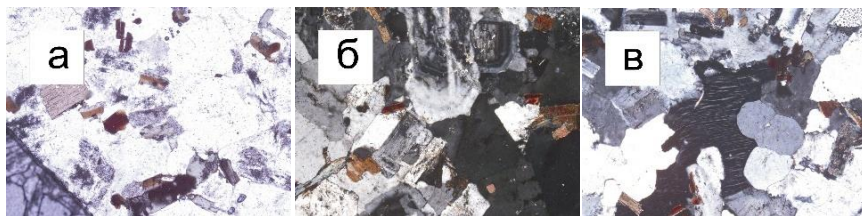


Рис. 5. а – общий вид породы, увел. 40, николи-; б - зональный плагиоклаз с темноцветными минералами, увел. 40, николи+; в - КФШ с пертитовыми вростками, увел. 40, николи+.

В гранодиоритах массива обнаружены обломки дайки *диоритов* (рис. 6) без структурной принадлежности, так как породы не несут сильных

вторичных изменений, можно предположить, что последние являются постгранитоидными образованиями.

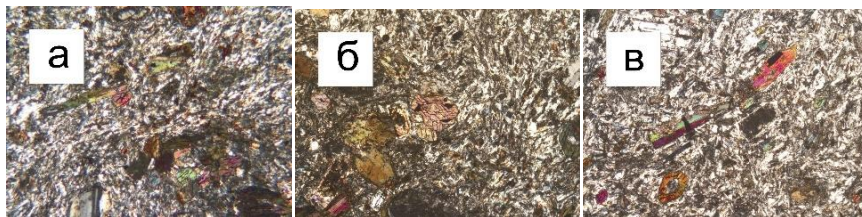


Рис. 6. а - структурная особенность породы, увел. 20, николи+; б – скопления минералов амфибола, увел. 40, николи+; в - удлиненный минерал биотита, увел. 40, николи+.

Зональное строение плагиоклаза в гранитах и гранодиоритах и изменение в направлении трещин спайности биотита может указывать на дополнительный привнос тепла и флюидов из дополнительного источника (мантийной природы) после кристаллизации основной массы пород массива. Так же на присутствие мантийного источника косвенно указывает присутствие в теле массива обломков дайки диоритов.

Намечается последовательность образования мезозойских магматических пород Бугакского рудного поля, от средних к кислым и возможно вновь к средним породам. Догранитоидные дайки: 1) спессартитов – 2) диоритовых порфиритов – 3) риолит-порфиритов; породы массива: 4) гранодиориты и граниты, 5) постгранитоидные дайки диорит-порфиритов (?). С подобной последовательностью образования магматических пород в данном регионе связаны крупнейшие месторождения благородных металлов. Стоит отметить, что рудная минерализация (видимая) приурочена к зонам разломов, в непосредственной близости с дайками спессартитов в участках с глинистыми породами и зонами брекчированных пород (тектонические, крайне редко магматического характера) в этих участках.

Литература:

1. Тектоника, геодинамика и металлогения территории РС(Я). М.: Наука // Интерпериодика. 2001. 570 с.

СЕЙСМИЧЕСКАЯ АКТИВИЗАЦИЯ НОВЕЙШИХ СТРУКТУР ДЕЛЬТЫ РЕКИ ЛЕНЫ

Имаева Л.П.¹, Козьмин Б.М.², Имаев В.С.¹

1 – *Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, imaeva@crust.irk.ru*

2 – *Институт геологии алмаза и благородных металлов
СО РАН, г. Якутск, b.m.kozmin@diamond.ysn.ru*

Дельта реки Лены, где в тектоническом плане происходит сочленение трех крупнейших геоструктур широкого возрастного диапазона: Сибирской платформы, Лаптевоморской плиты и Хараулахского сегмента Верхоянской складчатой системы, характеризуется контрастными разломно–блоковыми дислокациями и разнородным полем тектонических напряжений [1, 2]. В процессе исследования решался комплекс сейсмогеодинамических задач: выявление моделирующего влияния зон активизации краевых швов покровно-складчатых систем на напряженно-деформированное состояние земной коры сопряженных блоков дельты реки Лены; анализ морфодинамических характеристикам современного рельефа дельты реки Лены и гидрологических особенностей перераспределения руслового потока; определение кинематических типов сейсмотектонических деформаций в очаговых зонах землетрясений с $mb = 4.3–5.5$ и составление унифицированного каталога параметров очагов землетрясений; установление типов тектонических напряжений в главных активизированных зонах.

Новейшие структуры переходной зоны шельф-континент Арктического сегмента границы Евразийской и Североамериканской литосферных плит в сейсмотектоническом аспекте являются наименее изученными. В данном исследовании приводятся результаты комплексного сейсмогеодинамического анализа новейших структур дельты реки Лены, главной целью которого, является выявление типов тектонических напряжений и закономерностей процессов сейсмотектонической деструкции земной коры. Полученные материалы комплексных исследований позволили дополнить познания о структурно-тектоническом плане новейших структур дельты р. Лены (рис. 1, табл. 1) и пространственно-временном распределении эпицентров землетрясений.

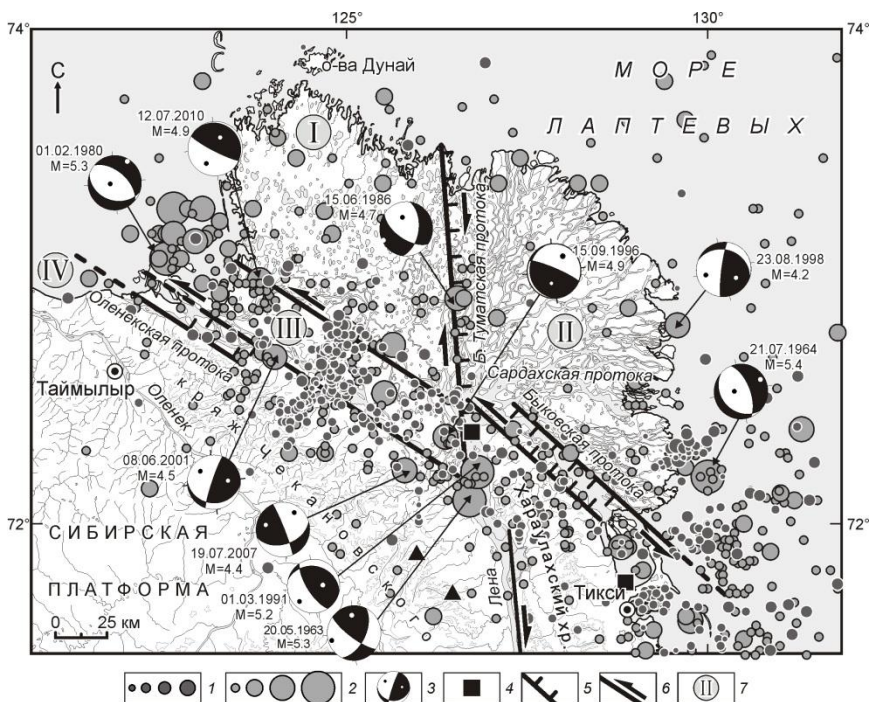


Рис. 1. Схема эпицентров землетрясений дельта р. Лены
(по данным ЯФ ФИЦ ЕГС РАН и ЕГС РАН)

1 – эпицентры землетрясений с магнитудой (M), соответственно: -1.5– -0.1, -0.1–1.2, 1.2–2.6, 2.6–4.0 [4]; 2 – эпицентры землетрясений с магнитудой (M), соответственно: < 3.0, 3.1–4.0, 4.1–5.0, 5.1–6.0; 3 – фокальные механизмы землетрясений: дата возникновения события и магнитуда (нижняя полусфера), выходы осей главных напряжений сжатия (черные точки) и растяжения (белые точки); 4 – стационарные сейсмические станции ЯФ ФИЦ ЕГС РАН (по [4]); 5–6– кинематика разломов: 5 – сбросы, 6 – сдвиги; 7 – структурно-динамические районы.

Разломно-блоковые структуры дельты ограничены серией активизированных разломов, кинематика которых полностью соответствует зонам сопряжения главных геоструктур. По комплексу сейсмогеодинамических исследований в пределах новейших структур дельты реки Лены выделены четыре динамических района с определенным типом тектонических напряжений. Муоринский сегмент (I), расположенный в западной части дельты реки Лены, характеризуется взбросо-сдвиговым полем тектонических напряжений.

Таблица 1

Механизмы очагов землетрясений с $M_w \geq 4.2$ дельты реки Лены

Дата: число, месяц, год	Координаты гипоцентра			M_w	Механизм очага			Источ- ник
	$\varphi, ^\circ\text{N}$	$\lambda, ^\circ\text{E}$	h, км		stk	dip	slip	
20.05.1963	72.2	126.3	15	5.3	356	70	-164	F, 2009
21.07.1964	72.2	130.0	35	5.4	130	45	-112	F, 2009
01.02.1980	73.04	122.61	27	5.3	315	55	-78	HRVD
15.06.1986	72.8	126.3	10	4.7	130	60	-134	F, 2009
01.03.1991	72.2	126.7	39.4	5.2	290	7	49	F, 2009
15.09.1996	72.36	126.38	4–5	4.9	170	12	140	C, 2017
23.08.1998	72.77	129.73	33–35	4.2	302	29	14	C, 2017
08.06.2001	72.70	123.92	10–12	4.5	205	84	67	C, 2017
19.07.2007	72.24	125.80	37–38	4.4	79	45	7	C, 2017
12.07.2010	72.98	123.79	6–7	4.9	325	9	112	C, 2017

Примечание. M_w – моментная магнитуда; параметры нодальной плоскости: stk – простирание, dip – падение, slip – подвижка, в градусах. Источники: C, 2017 [3]; F, 2009 [6], HRVD [5].

Для Туматского сегмента (II), занимающего восточную часть дельты, характерен сбросо-сдвиговый кинематический тип. Взбросо-надвиговые структуры Хараулахского сегмента Верхоянской складчатой системы (III) нашли свое отражение в южной части дельты реки Лены. В крайней юго-западной части дельты (IV) выявляется сбросо-сдвиговое поле тектонических напряжений, относящееся к структурам Лено-Анабарской шовной зоны [1].

Исследования проведены по проекту РФФИ № 19-05-00062 «Динамика новейших структур континентально-шельфовой зоны северо-восточного сектора Российской Арктики».

Литература:

1. Имаева Л.П., Имаев В.С., Мельникова В.И., Козьмин Б.М. Новейшие структуры и тектонические режимы напряженно-деформированного состояния земной коры северо-восточного сектора Российской Арктики // Геотектоника, 2016. № 6. С. 3–22. DOI: 10.7868/S0016853X16060035.
2. Сейсмо тектоника северо-восточного сектора Российской Арктики / отв. ред. Имаева Л.П., Колодезников И.И. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2017. 136 с.
3. Середкина А.И. Тензор сейсмического момента землетрясений Северного Верхоянья и шельфа моря Лаптевых // Современные методы обработки и

интерпретации сейсмологических данных. Материалы XII Международной сейсмологической школы. Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2017. С. 338–341.

4. Туктаров Р.М., Петров А.Ф., Шибаев С.В., Козьмин Б.М., Тимиршин К.В., Гейслер В. Первые результаты изучения локальной сейсмичности в Арктической части Якутии (международная российско-германская экспедиция) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России. Материалы VIII Всероссийской научно-практической конференции 18–20 апреля 2018 г. Якутск: Издательский дом СВФУ, 2018. Т. 2. С. 193–196.

5. Department of Earth and Planetary Sciences at Harvard University. *Online Bulletin*, <http://seismology.harvard.edu/resources.html> (дата обращения сентябрь 2018 г.).

6. Fujita K., Kozmin B.M., Mackey K.G., Riegel S.A., Imaev V.S., McLean M.S. Seismotectonics of the Chersky seismic belt, eastern Russia (Yakutia) and Magadan district, Russia // *Geology, Geophysics and Tectonics of Northeastern Russia: a Tribute to Leonid Parfenov*. Stephan Mueller Spec. Publ. 2009. V. 4. P. 117–145. DOI: 10.5194/smsps-4-117-2009.

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА И ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ТОКИНСКОГО СТАНОВИКА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ЯКУТИЯ)

Имаева Л.П.¹, Имаев В.С.^{1,2}, Козьмин Б.М.², Гриб Н.Н.³

1 – Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, imaev@crust.irk.ru,

2 – Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,

3 – Технический институт (филиал) Северо-Восточный Федеральный Университет им. М.К. Аммосова, г. Нерюнгри

Восточная часть Алданского щита и Становой складчатой области (или Токинский Становик), выделяемая в последней тектонической терминологии как единый Алдано-Становой блок [2, 3, 5, 6], приурочена к современной границе Евразийской и Амурской литосферных плит, взаимодействие которых между собой вызвало возникновение здесь современных сейсмических и тектонических процессов.

Комплексный анализ геолого-геофизических, структурно-тектонических, тектонофизических, наземных геодезических и GPS данных, а также построение дополнительных схем, характеризующих новейший этап развития и морфотектонический план горно-складчатого обрамления юга Сибирской платформы, позволил оконтурить этот

активный в настоящее время блок, возникших в буферной зоне сближения литосферных плит (рис.1).

В пределах центральной части и восточного окончания Алдано-Станового блока по своей структурно-тектонической позиции выделяется ряд сейсмогенных структур, приуроченных к нескольким крупным геотектоническим зонам: на севере – Алдано-Учурской зоне поднятий, входящей в краевую активизированную часть Сибирской платформы, в центральной части – Становой складчатой области, а на юге – Предстановой денудационной ступени, орографически представленной Верхнезейской впадиной и Тукурингра-Джагдинской разломно-блоковой структурой восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса. Выявленные новейшие структуры рассматриваются в комплексе с ограничивающими их разрывными нарушениями и проявлениями местной сейсмичности. Приводятся данные о мощности земной коры и особенностях распределения аномалий геофизических полей. При этом наиболее отчетливо следятся зоны влияния краевых швов или сутур (Становой, Тукурингра-Джагдинский и др.). Названные разломы выделялись по их значительной (>100 км) протяженности, влиянию на процессы кайнозойского осадконакопления, разграничению ими крупных блоков земной коры, уверенному дешифрированию на аэрофото и космоснимках, приспособленностью к их трассам местной гидросети, приуроченностью к ним эпицентров землетрясений, смещению ими террасовых уровней, наличию в их зонах влияния древних и современных сейсмодислокаций и др. Разломы низших порядков различались по их небольшой длине, они чаще соответствовали ответвлениям от главного разрыва, а также разграничивали крупные морфоструктуры на составные части. Таким является Итун-Иланский разлом, выделенный в поле сейсмичности и пересекающий шовные зоны Становой и Тукурингра-Джагдинской сутур.

Предложенная модель сейсмогеодинамики отражает процесс направленного перемещения к востоку Забайкальского и Алдано-Станового геоблоков, а также Амурской плиты, которые, двигаясь с разными скоростями, смещаются относительно друг друга и стабильной Евразийской плиты в субширотном направлении (рис. 1, 2). При этом, для пограничной зоны Забайкальского и Алдано-Станового блоков выявлена мозаика разломно-блоковых структур в условиях смены тектонического режима растяжения (северо-восточное окончание Байкальского рифта) на сжатие (Становая и Тукурингра-Джагдинская складчатые системы).

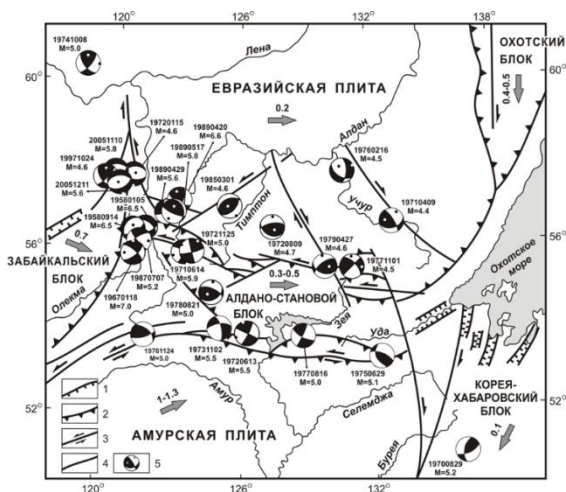


Рис.1. Принципиальная схема взаимодействия структур, развитых в зоне влияния Евразийской и Амурской литосферных плит по [1, 2, 4]. 1–4 – разломы: 1 – сбросы, 2 – взбросы и надвиги, 3 – сдвиги, 4 – неустановленной кинематики. Стрелками показаны направление движения плит и блоков, рядом их скорость смещения (см/год) по геодезическим и GPS данным.

Восточный фланг Алдано-Станового блока располагается в области как динамического влияния восточного сегмента транспрессионной области между Евразийской и Амурской литосферными плитами, так и активного воздействия со стороны зоны Тихоокеанской субдукции. Вследствие этого здесь имеют место системы активных разрывных нарушений (сдвигов, взбросов и надвигов), утолщение земной коры и возникновение крупных горных сооружений, представляющих значительную область скупивания под влиянием северо-восточного сжатия (Токинский Становик в Южной Якутии, хребты Турана, Буреинский, Баджалский в Приамурье и др.). Результатом этих процессов явилось образование на востоке Алдано-Станового блока дуплекса сжатия в зоне динамического влияния двух крупных сопряженных правосдвиговых систем северо-западного простирания – Тыркандинского и Итун-Иланского. Возникновение Итун-Иланского сдвига-взброса, входящего в систему активных разломов Тан-Лу, протягивающихся параллельно обрамлению Японского и Охотского морей, обусловлено, по-видимому, влиянием Тихоокеанской субдукции и особенностями сейсмотектоники Северного Китая. (рис.2).

По комплексу геолого-геофизических сведений выделены зоны возникновения ожидаемых землетрясений с $M=4,0-5,0$; $5,0-6,0$ и $6,0-6,5$ и $M=7,0$. К наиболее сейсмоопасным отнесены две зоны ВОЗ: Токинского

Становика и среднего течения р. Учур. Сейсмическое районирование, выполненное с учетом затухания сейсмических воздействий с расстоянием, показало, что 9-10 балльные проявления возможны в центре Токинского Становика, 8-9 балльные - охватывают весь Токинский Становик и участок бассейна в среднем течении р. Учур. 7-8 балльные эффекты вероятны на большей части территории междуречья Тимптона, Учура и Гонама. В пределах крайних северных участков территории Токинской впадины – Эльгинского угольного месторождения сейсмическая опасность уменьшается до 7 баллов [5, 6].

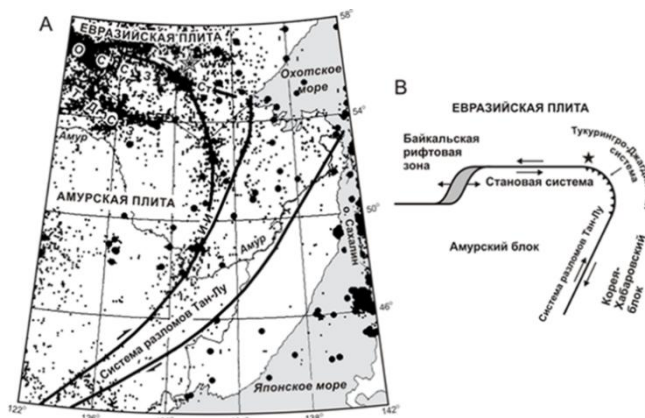


Рис. 2. Структура эпицентральных полей землетрясений и расположение основных структурных элементов в Южной Якутии и Приамурье по [1, 2, 4, 5, 6]. Сейсмотектонические зоны: ОССЗ – Олекмо-Становая, ТДСЗ – Тукуринграджагинская. Разломы: Ст – Становой, И-И – Итун-Иланский. Звездочкой помечено кайнозойское поле вулканитов Токинского Становика

Таким образом, рассматривая общий сейсмогеодинамический режим обширной территории обрамления юга Сибирской платформы (на юго-востоке Якутии, в частности), можно составить объективную картину протекающих здесь сейсмотектонических процессов, пытаться прогнозировать динамику их развития и оценить потенциальную сейсмическую угрозу рассматриваемой территории.

Перспективы ближайшего хозяйственного развития юго-востока РС(Я) (освоение разведанного крупного Эльгинского угольного месторождения в Токинской впадине, а также возможность проектирование каскада гидроэлектростанций на р. Учур и др.) заставляют обратить самое пристальное внимание на высокий сейсмический потенциал этой территории. Любое проектирование и строительство здесь крупных

промышленных объектов потребует проведение детального крупномасштабного сейсмического районирования и последующего сейсмомикрорайонирования, так как ряд объектов тяготеет к высокосейсмичным участкам в 8-9 баллов.

Данное научное исследование было выполнено при помощи гранта РФФИ №19-05-00062, а также в рамках Программы Правительства республики Саха (Якутия) по комплексному изучению территории республики на 2016-2020 гг.

Литература:

1. Imaev V.S., Imaeva L.P., Smekalin O.P., Koz'min B.M., Grib N.N., Chipizubov A.V. Ase is motectonic map of Eastern Siberia // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2015. V. 6. I. 3. P. 275–287.
2. Imaeva L.P., Koz'min B.M., Imaev V.S., Grib N.N., Ashurkov S.V. Seismotectonic destruction of the Earth's crust in the zone of interaction of the northeastern side of the Baikal riftand the Aldan-Stanovoy block // *J Seismol*. (2017) 21: 385–410.
3. Imaeva L.P., Imaev V.S., Smekalin O.P., Grib N.N. A seismotectonic zonation map of Eastern Siberia: new principles and methods of mapping // *Open Journal of Earthquake Research*. 2015. 4. P. 115–125.
4. Mackey K., Fujita K., Gunbina L. et.al. Explosion contamination of the Siberian seismicity catalog: implications for natural arthquakes distributions and the location of the Tanlu fault in Russia // *Bull. of Seismol Soc.of Amer*. 2003.V 93. P. 737-746
5. Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М и др. Сейсмическая опасность и современная геодинамика Токинского Становика Н.: изд-во ЯГУ, 2009. 157 с.
6. Имаева Л.П., Имаев В.С., Смекалин О.П. и др. Карта сейсмотектоники Восточной Сибири. под ред. Г.С. Гусева. И.: изд-во ИЗК СО РАН. 2015. 127 с.
7. Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия) М.: МАИК «Наука» / Интерпериодика. 2001. 571 с.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЭНЕРГИИ В СЕЙСМОАКТИВНЫХ РАЙОНАХ ЮЖНОЙ ЯКУТИИ

**Козьмин Б.М.^{1,2}, Шибаетов С.В.², Петров А.Ф.²,
Тимиршин К.В.²**

1 - Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г.

Якутск, b.m.kozmin@diamond.ysn.ru,

2 - Якутский филиал ФИЦ ЕГС РАН, г. Якутск

Южная Якутия является наиболее сейсмоактивной частью территории РС(Я), которая охватывает Алданский щит Сибирской платформы и сопряжённую с ним Становую складчатую область, разделяемую

субширотной деструктивной зоной Станового разлома – краевого шва Сибирской платформы. Данная структура разграничивает здесь две крупные литосферные плиты: Евразийскую и Амурскую, в пределах которой генерируются как сильные и катастрофические землетрясения, так и многочисленные подземные толчки меньшей интенсивности. На протяжении всей геологической истории здесь проявлялись тектонические движения, вызывающие периодическую активизацию ранее существовавших и появление новых разломов, подвижки по которым способствовали образованию современного рельефа, появлению многочисленных блоков земной коры различного ранга и др.

На Алданском щите наряду с реактивацией древних деструктивных зон архейского возраста сформировались более молодые структуры, связанные с мезозойской активизацией, заложением и развитием Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) и современными геодинамическими процессами на окраине и в пределах Евразийской плиты. Установлено, что большинство разломов мезозойского времени заложения являются «живыми» и в кайнозой. Об этом свидетельствуют эпицентры землетрясений, тяготеющие к их зонам влияния. В региональном плане пространственное распределение землетрясений в Южной Якутии представляет широкую (до 200 км) полосу эпицентров, протягивающуюся от р. Олекмы на 800–1000 км к востоку от Байкальского рифта к Охотскому морю и называемую Олекмо-Становой сеймотектонической зоной (ОСЗ) [1]. Очаги землетрясений располагаются как в пределах Становой области, так и в примыкающей к ней Алданским щитом. Самым активным на территории Южной Якутии является западный фланг ОСЗ в среднем течении р. Олекмы, где в XX и начале XXI веков произошли 3 крупные сейсмические катастрофы с интенсивностью в эпицентре до 9 баллов: (Нюкжинское (1958 г.), Олёкминское (1958 г.) и Тас-Юряхское (1967 г.) землетрясения с магнитудой $M=6,5-7,0$. На левобережье р. Олекмы в районе Олекмо-Чарского нагорья зафиксированы три 7–8-балльных Чаруодинских землетрясения (два в 2005 г. и одно в 2009 г.) с $M=5,4-5,8$, а в междуречье Олекмы и Тимптона отмечены 7–8-балльное Ларбинское землетрясение (1971 г.) с $M=5,9$ и 8-балльное Южно-Якутское землетрясение (1989 г.) с $M=6,6$. На Алданском нагорье в пределах Алданского щита также имели место несколько землетрясений умеренной силы, в том числе Суннагинское 1972 г., Алданское 2008 г. и Гонамское 2014 г.

Приуроченность эпицентров названных сейсмических событий к разломам позволяет относить их к современным активным дизъюнктивам, входящим в систему Станового шва, а именно: Ханинский, Тас–

Юряхский, Имангрский, Южно–Якутский, Верхне–Алданский, Атугей–Нуямский, Южно–Токинский и др. В их зонах влияния были также выявлены палеосейсмодискации, отдешифрованные на космоснимках и подтверждённые наземными полевыми исследованиями [1, 2].

По новейшим представлениям Алданский щит состоит из разноранговых блоков (террейнов), соединившихся в результате аккреции и коллизии [1,3]. Границами блоков служат сети сближенных разломов – деструктивные зоны, сложенные раздробленными породами, диафоритами, катаклазитами, милонитами. Эти участки представляют зоны меланжа, которые образованы надвинутыми друг на друга пластинами пород различного состава и происхождения. Указанные зоны (Темулякитская, Тыркандинская, Верхнеамгинская, Улканская и др.) северо-западного простирания причленяются с севера к Становому шву, и ограничивают на территории Алданского щита крупные блоки первого порядка [3]. В результате здесь имеют место пять геоблоков I-го порядка: Чаро-Олёкминский, Центральнo-Алданский, Тимптоно-Учурский, Батомгский и Становой.

В составе каждого из этих основных геоблоков выделяются блочные структуры второго, третьего и меньших порядков, но в плане проявления сейсмичности основная роль принадлежит блокам первого и второго порядков и разделяющих их разломным зонам. При этом именно разломные зоны являются потенциально опасными для возникновения катастроф природного и техногенного характера [4]. По данным геолого-структурных наблюдений и параметрам фокальных механизмов землетрясений взаимодействие Евразийской и Амурской литосферных плит происходит в условиях сжатия [1], что способствовало развитию на Алданском щите и в зоне Станового глубинного разлома интенсивных тектонических движений, вызвавших прогибание южной части Алданского щита и формирование осадочного чехла, прорванного интрузиями кислого и щелочного состава. В результате в южной части щита сформировались мощные угленосные толщи Предстанового предгорного прогиба, впоследствии разделённого на отдельные впадины (Чульманская, Токинская, Ытымджинская и др.), заполненные юрскими угленосными и рыхлыми четвертичными отложениями, и разделяющие их приподнятые блоки (горсты), которые в свою очередь ограничены разломами. Эта геодинамическая ситуация сохраняется и в настоящее время [1, 2, 3].

Одной из таких деструктивных (разломных) зон является, например, Тыркандинская система, совпадающая по простиранию с положительной

магнитной аномалией, пересекающей Алданский щит от устья р. Тимптон к Токинскому Становику [1]. Она же является основной сейсмоконтролирующей структурой, разделяющей тектонические геоблоки первого порядка (Центрально-Алданский и Тимптоно-Учурский), куда тяготеет ряд крупных очагов местных землетрясений. Кроме того, наибольшее число сильных землетрясений с магнитудой $M=6-7$, приурочено также к узлам пересечений деструктивных зон: Олёкмо-Становой и Темулякитской, Олёкмо-Становой и Тыркандинской и др.

Для анализа распределения сейсмической энергии E , выделяющейся при землетрясениях, был обработан массив инструментальных данных за последние 58 лет (1958–2016 гг.) для каждого из перечисленных блоков I-го порядка. Предварительно рассчитывалось количество зарегистрированных землетрясений разных энергетических классов K_p , затем их суммарная энергия ΣE в джоулях. Эти сведения обрабатывались с помощью экспоненциального цифрового формата по программе Excel. На следующем этапе находилась общая сумма E для отдельных участков и районов, входящих в рассматриваемый блок. В итоге оценивалась вся суммарная сейсмическая энергия, высвободившаяся при землетрясениях, произошедших в этом блоке. Эти расчёты показали, что наибольшая величина ΣE соответствовала Чаро–Олёкминскому блоку ($5 \cdot 10^{16}$ Дж.), затем следовал Становой блок ($2 \cdot 10^{16}$ Дж.). Для Центрально–Алданского блока характерна $\Sigma E = 1.5 \cdot 10^{16}$ Дж. И наконец, в Тимптоно–Учурском и Батомском блоках проявилась сейсмическая энергия в $1.2 \cdot 10^{14}$ Дж. и $2.4 \cdot 10^{12}$ Дж. соответственно. Эти результаты указывают на постепенное снижение величины сейсмической энергии при южно–якутских землетрясениях в направлении с запада на восток, когда сумма ΣE снижается в 10^4 раз. Поэтому можно считать, что к востоку сеймотектонические процессы в ОСЗ существенно замедляются и, по-видимому, снижаются также скорости современных тектонических движений.

Литература:

1. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сеймотектоника Якутии. М.: ГЕОС. 2000. 226 с.
2. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М., А.Л. Стром Сеймотектонические деформации центральной части Алданского щита // Отечественная геология. № 5. 2010. С. 84–89.
3. Петров А. Ф., Боровиков А. М. Изучение очагов сильных землетрясений и сейсмоопасных зон по космическим снимкам в Байкало–Алданском регионе. // Исследование Земли из космоса. 1978. № 6. С. 34–41.

4. Шерман С.И. Деструктивные зоны литосферы как территории потенциальных природно–техногенных катастроф. // Современная динамика и опасные природные процессы в центральной Азии. И.: ИЗК СО РАН. 2004. С. 47–57.

ГЕОЛОГИЯ И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕСЧАНЫХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ КУЙТУНОВ БАРГУЗИНСКОЙ ВПАДИНЫ (БАЙКАЛЬСКИЙ РИФТ)

Коломиец В.Л.^{1,2}, Будаев Р.Ц.¹

1 - Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, kolom@ginst.ru,

2 - Бурятский государственный университет им. Д. Банзарова, г. Улан-Удэ

Баргузинская впадина расположена между поднятиями Баргузинского и Икатского горных хребтов, относится к северо-восточной части Байкальской рифтовой зоны, имеет северо-восточное простирание. Длина ее 200 км при ширине от 20 до 35 км. Днище котловины состоит из наклонной предгорной равнины, развитой вдоль уступа Баргузинского хребта, аллювиального комплекса р. Баргузин и предгорной полосы песчаных увалов (куйтунов) по подножию юго-восточного, икатского борта впадины. Последние имеют отчетливое морфологическое выражение и представлены Верхним и Нижним Куйтунами, разделенными между собой долиной р. Аргада и широким открытым пространством по левобережью р. Баргузин. Высота их, относительно днища впадины, колеблется от 30-50 до 180-200 м. Тыловая часть Нижнего Куйтуна имеет пологое сочленение со склоном Икатского горного поднятия, обрываясь в сторону р. Баргузин. Для Верхнего Куйтуна характерна обратная ситуация – постепенное слияние с днищем и размыв в тыловой части реками Аргада и Гарга. На поверхности увалов широкое развитие получили эоловые явления с образованием выработанных и аккумулятивных форм рельефа. Их крутые уступы проработаны процессами склонового смыва и овражной сетью [2].

Массивы куйтунов выполнены мощными толщами песчаного материала и состоят из семи эрозионно-аккумулятивных и аккумулятивных террасовых уровней смешанного озерно-речного и речного происхождения с примесью фаций пролювиального, делювиального и эолового генезисов. Согласно структурно-текстурным

особенностям, осадки террасового комплекса подразделяются на две толщи, соответствующие этапам седиментации высоких (VII-IV) и низких (III-I) террас [1].

Самый высокий VII уровень эоплейстоцен-раннеоплейстоценового возраста высотой 110-160 м (ининская толща $al^7E_2-Q_1^1in$) занимает наиболее возвышенную часть куйтунов, сложен субгоризонтальными мелко-среднезернистыми (средневзвешенный диаметр частиц, $x=0,3-0,5$ мм), средне-мелкозернистыми ($x=0,2-0,3$) и алевритово-тонкозернистыми песками ($x=0,1-0,2$). Шестая терраса ранне-среднеоплейстоценового возраста высотой 80-100 м (объединенные аргадинская толща и гаргинская свиты $al^6Q_1^2ar-Q_2^1gr$), кроме куйтунов, прослеживается по долинам крупных левых притоков Баргузина – Гарги, Улан-Бурги, Аргады, Жаргаланты. Отложения ее являют собой тонкозернистые ($x=0,1-0,2$ мм) пески до крупно-среднезернистых ($x=0,5-0,6$) с общим преобладанием средне-мелкозернистых ($x=0,25-0,4$). Среднеоплейстоценовая пятая терраса высотой 50-80 м (кривоярская свита, $al^5Q_2^{1+2}kj$) занимает широкое пространство, обрамляя куйтуны со стороны современной долины Баргузина. Поверхность ее, как и поверхности более высоких порядков, в значительной степени изменена ветровой эрозией. Наибольшее распространение в разрезах получили субгоризонтально-, косо-, наклонно-слоистые мелко-среднезернистые ($x=0,15-0,3$ мм) и среднезернистые ($x=0,3-0,6$) пески. Четвертая терраса высотой 25-50 м (куйтунская свита $la^4Q_2^{3+4}kn$) сформировалась во второй половине среднего неоплейстоцена. Отложения ее выдержанной полосой окаймляют песчаные увалы и представлены ритмично-слоистыми кварц-полевошпатовыми разнозернистыми песками ($x=0,3-0,9$ мм), нередко с гравием, и преобладанием мелких, а также средних фракций. Текстура – субгоризонтально-волнистая, косая, перекрестная.

В результате детального литолого-фациального и палеопотамологического анализа установлено, что слагающие высокие террасы куйтунов осадки накапливались в мелководных проточных озерных водоемах со слабым волнением и придонным течением (горизонтально-слоистые алевритово-тонкопесчаные разновидности береговых и прибрежных фаций лимнической макрофагии) и однонаправленных слабодинамичных потоках речного облика с подпорным, замедленным движением воды (наклонно- и косослоистые мелко-среднезернистые пески русловых и пойменных фаций речной макрофагии). Подтверждением существования озерного режима осадконакопления в Баргузинской впадине в первой половине

неоплейстоцена могут служить находки малакофауны, представленные следующими видами моллюсков: *Lymnaea (Peregriana) lagotis* Schranck, *L. (P.) ovata* Drap., *L. (P.) peregra* Müll., *L. (P.) intermedia* Lamarck, *L. (P.) anisus* Jurarilus, *L. (P.) actonucus* Fer., *L. (P.) armiger crista* L., *Euglesa (Cyclolalyx) ex. gr. obtusalis* Pfeifer, *Euglesa (Casertiana) aff. casertana* Poli, *Pisidium* sp. Средой обитания данных видов были неглубокие, стационарные, слабoproточные водоемы с сезонным дефицитом кислорода, поросшие водной растительностью (присутствие *Limnaca intermedia*, *Arinider crista*).

Низкий террасовый комплекс Баргузинской впадины состоит из трех уровней. Самым высоким из них является *третья терраса* (15-25 м) казанцевского возраста (сувинская свита $a^3Q_3^1sv$). Ей свойственно фрагментарное распространение по левобережью Баргузина, а также его левым притокам – Жаргаланты, Улан-Бурги, Аргады. В долине Баргузина терраса часто размыта, отдельные ее останцы отмечаются среди пойменных отложений, нередко она прислонена к высоким уровням куйтунов. Кроме того, она составляет основание невысокого Сувинского куйтуна. Здесь терраса имеет плащеобразное перекрытие эоловыми образованиями зрелой стадии перевеивания с наличием от 2-3 до 4-5 горизонтов погребенных почв. Поверхность ее покрыта многочисленными дефляционными и аккумулятивными формами мезо- и микрорельефа. Отложениям этого уровня свойственно довольно большое структурное разнообразие, зависящее от места расположения террасы. В целом, для участков, залегающих на достаточном удалении от прибортовых частей впадины, в верхнем слое характерно присутствие маломощных субгоризонтально-, слабоволнисто- и наклонно-слоистых ритмичных, за счет включений органики и ожелезнения, тонкообломочных пород – от песчаных алевритов ($x=0,11-0,15$ мм), алевропесков ($x=0,16-0,17$), мелкозернисто-алевритовых ($x=0,18-0,19$) до средне-мелкозернистых ($x=0,20-0,25$) песков. По мере увеличения глубины залегания происходит укрупнение зерна – преобладают мелко- ($x=0,25-0,30$) и крупно-среднезернистые ($x=0,30-0,50$) пески.

Вторая терраса (9-12 м) каргинского возраста (степановский горизонт $a^2Q_3^2st$) распространена в приустьевых частях Баргузина и его левых притоков – Жаргаланты, Гарги, Аргады и Улан-Бурги. Плановым ее очертаниям свойственна фрагментарность в виде нешироких прерывистых полос. Поверхность террасы горизонтальная или слабонаклонная, часто переработана дефляционными процессами. Осадки – субгоризонтально-,

волнисто- и косослоистые алевритово-мелкозернистые ($x=0,11-0,19$ мм) и гравелисто-средне-мелкозернистые пески ($x=0,41-0,96$).

Первая терраса финально-неоплейстоценово-раннеголоценового возраста (7-9 м) залегает в виде изометричных или вытянутых останцов среди пойменного уровня долины Баргузина, а также полосами по обоим берегам рр. Гарги, Улан-Бурги, Аргады. Характерно двучленное строение: нижние горизонты сложены косослоистыми гравелистыми разномелкозернистыми песками с включениями малых валунов и галек ($x=0,56-1,04$ мм). Верхние представлены бестекстурными алевритами ($x=0,08$) с прослоями илов, органики, ниже – мелко-среднезернистыми ($x=0,28-0,56$) песками с субгоризонтальной и наклонной слоистостью.

Формирование низкого террасового комплекса осуществлялось преимущественно за счет процессов и механизмов, протекающих в любых речных системах. Толщи сформированы материалом русловых и венчающих разрезы пойменных фаций перстративной фазы аллювиальной аккумуляции. В зависимости от тектоно-климатических особенностей территории русловые потоки претерпевали соответствующие изменения гидродинамического и энергетического режимов, нашедших отражение в неоднократных изменениях структуры осадков. Днище котловины было суходольным, спуск ингрессионных вод завершился, по всей видимости, к началу казанцевского времени, так как именно с этого отрезка широкое развитие во впадине получили отложения из иных парагенетических рядов континентальных осадочных образований.

Литература:

1. Коломиец В.Л. Седиментогенез плейстоценового аквального комплекса и условия формирования нерудного сырья суходольных впадин Байкальской рифтовой зоны: автореф. дисс. канд. геол.-минер. наук // И.: 2010. 18 с.
2. Резанов И.Н. Геоморфологический очерк современного рельефа Баргузинской впадины // Баргузин: страницы истории. Материалы научно-практической конференции, посвященной 350-летию со дня основания города Баргузин. У-У.: ВСГАКИ. 1998. С. 199-204.

ЛИТОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ КАЙНОЗОЯ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫХ ЗОН В ПРЕДЕЛАХ ЛИСТА N-49 (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)

Коломиец В.Л.^{1,2}, Шатковская Л.В.³

1 - Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, kolom@ginst.ru,

2 - Бурятский государственный университет им. Д. Банзарова,
г. Улан-Удэ,

3 - ФГУП «Бурятгеоцентр», г. Улан-Удэ

Лист N-49 (52-56° с. ш., 108-114° в. д.) включает в себя Восточное Прибайкалье, Западное Забайкалье, а также акваторию Северного и отчасти Среднего Байкала. Исходя из морфологии рельефа, интенсивности и характера проявления неотектонических движений здесь выделяются следующие морфоструктурные области (с запада на восток): 1) Приленская депрессия (бассейн р. Киренга); 2) Байкало-Патомское нагорье в пределах Чая-Мамской структурно-фациальной зоны (СФЗ); 3) Саяно-Байкальская складчатая область (Байкальская (3а), Верхнеангарская (3б), Муйская (3в), Баргузинская (3г), Каларская (3д) СФЗ) и 4) Селенгино-Витимское среднегорье (Хилок-Витимская (4а), Амалатская (4б) СФЗ).

Палеогеновая система представлена иренгинской свитой ($P_{1-2}ir$; 4а; мощность до 170-190 м) и состоит из двух подсвит – ниже- и верхнеиренгинской, выполнена пестроцветными глинами, суглинками, хлидолитами, охарактеризована спорово-пыльцевыми определениями [2].

К олигоцен-миоценовым образованиям отнесены кулариктинская (P_3-N_1kl ; 4а; 55 м; пески с алевроитами, галечниками и обломками базальтов) и танхойская свиты (P_3-N_1tn ; 3а, 3г; 280 м; углистые сланцы, алевролиты, глины с растительными остатками и панцирями диатомей, слюдистые и глинистые песчаники с гравием, галькой и бурыми углями) [1].

Неогеновая система. Отложения миоцена слагают джилиндинскую свиту (4б), богучанскую (3а), и сивакитскую (3в, 3д) толщи. Джилиндинская свита ($N_1^{2-3}dž$) сформирована базальтоидами (щелочные базальты, базаниты; 20 м) в верхней части и осадочно-вулканогенными образованиями в нижней (60-100 м). Базальтоиды датированы К-Аг методом ($14 \pm 1,2$ и $12,4 \pm 2,0$ млн. лет для нижней, $10,8 \pm 0,8$ и $9,5 \pm 1,0$ млн. лет для верхней толщ) [2]. Богучанская толща (N_1^3bg ; до 25 м) выполнена глинами с прослоями торфа, бурого угля и алевроитами. Сивакитская толща (N_1sv) – каолинит-гидрослюдистые суглинки с вивианитом и галечниками.

Мощность толщи по геофизическим данным достигает 1000 м, возраст установлен по богатому составу миаспор [1].

Миоцен-плиоценовые отложения региона выявлены на Среднем Байкале и составляют южносвятоносскую свиту ($N_{1-2}js$; до 13 м). Видимая ее часть залегает на каолиновой коре выветривания и выполнена глинами с пластами бурого угля, песками с линзами гравия, гальки и илов. Мощность песчано-глинистых осадков по геофизическим данным до 500 м [1]. Богатые СПС характеризуются рядом форм, свойственных неогену – *Ketelleria* sp., *Pterocarya* sp., *Carpinus* sp., *Tsuga* sp., *Quercus* sp., *Zelcova* sp.

Плиоценовые отложения представлены хойгутской, кыджимитской свитами (4б) и чичиканской толщей (1). Хойгутская свита ($\beta N_{2}hg$; первые сотни м) состоит из базальтовых покровов, их туфов и базальтовых потоков в долинах рек. Кроме того, в толще свиты имеют место разномощные пачки алевритов, алевропесчаников, песчаников, галечников речного и озёрного генезиса, содержащие палино- и диатомовые комплексы возрастом от конца миоцена до середины плиоцена. Базальты имеют К-Аг датировки от 4 до 2,9-2,35 млн. лет [2]. Кыджимитская свита ($N_{2}kd$) с дневной поверхности распространена незначительно, видимая мощность охристых галечников и глинистых песков составляет 7 м, залегающих с размывом на алевропесчаниках джилиндинской свиты. По данным бурения общая мощность ее (озёрные суглинки, супеси, алевропесчаники, углистые алевриты) достигает 40 м [2]. Фрагментарное развитие получила и чичиканская толща ($N_{2}čč$). Отложения – речные галечники с валунами – коррелируются с манзурским аллювием плиоценового возраста, выполняющим древние долины Лена-Байкальского водораздела. В палеогеографических построениях кайнозоя Пра-Манзурка рассматривается как свидетельство существовавшего в прошлом стока из Байкала в бассейн Лены, прерванного подъемом Байкальского хребта и формированием стока р. Ангара [1].

К плиоцен-эоплейстоцену относятся несколько свит и толщ. Верхнеамалатская толща (N_{2}^2 -Еам, 4б; до 80 м) сложена оливиновыми базальтами, трахибазальтами, их лавобрекчиями, кластолавами, туфами и шлаками, возраст ее подтвержден К-Аг датировками [2]. Чининская свита (N_{2}^3 -Еčп; 4б, 3г, 3д; 100-140 м) выполнена озёрно-аллювиальными, озёрными галечниками, песками, алевритами, глинами, диатомитами. Осадки шанхаихинской свиты (aN_{2}^3 -Еšп; 3а, 3г, 4а) полигенетичны – аллювиальные, озёрно-аллювиальные пески, галечники, гравийники, песчано-валунно-галечные смеси, глинистые озёрные отложения (скважина BDP-98), делювиально-пролювиальные щебнисто-дресвяные

глины. Они слагают нижние части разрезов отложений VI и VII террасовых уровней. Курумканская толща (aN_2^3 -Ekr, 3г; до 25 м) состоит из озёрно-аллювиальных песков и валунно-галечных отложений.

Квартер. К зоплейстоцену принадлежит ининская толща (la^7E_{2in} ; 3а-3д). Это лимноаллювий VII уровня (110-140 м) – алевроиты, алевропески в верхней, речные галечники в средней части (до 40 м) и охристые галечники, пески со слоями глин, суглинков в нижней части разреза (80 м).

Объединенные аргадинская толща и гаргинская свиты ($la^6Iar+IIgr$; 3г) нижнего – среднего неоплейстоцена состоят из лимноаллювия VI террасового уровня высотой 80-110 м (пески, алевропески в верхах и пески в низах толщи; более 50 м). Отложения этого возраста слагают 50-90 метровые террасы (la^6I-II ; 3а, 3б, 4б), представленные мелкозернистыми песками с включениями гальки, гравия. Этому времени соответствует также баунтовская свита ($laI-IIbn$; 3д; горизонтально-слоистые мелкозернистые пески с прослоями супесей и глин; 35-90 м) и хилок-чикойская толща ($laI-IIh\check{c}$; 4а; пески, галечники, илстые глины; 70 м).

Селенгинский и усть-киранский горизонты представлены псаммитовым материалом кривоярской свиты (la^5Ipkj ; 3г, 4а, 4б), формирующим лимноаллювий 40-80-метровой V террасы. Усть-киранский горизонт соотносится с псефитами озёрно-ледникового, флювиогляциального и ледникового генезисов рельской толщи ($lg, f, gIIrl$; 3а; 100 м). Тунгирский и боржигантайский горизонты состоят из куйтунской свиты (la^4Ikn ; 3г; 50 м), озёрно-речные песчаные наносы которой образуют IV уровень, лимноаллювия IV, V террас ($la^{4,5}Itn-br$; 4б; 40–120 м), песчаной свиты ($I, aIps$; 3д; 30–40 м) и лимния V байкальской террасы (I^5Ibr ; 3а; до 40 м). Тазовский горизонт включает в себя озёрно-ледниковые ленточные глины, суглинки с псефитами ульканской свиты ($lgIIul$; 1; 60 м) и усть-миньские ледниковые и флювиогляциальные образования ($g, fIum$; 1; до 100 м).

Отложения верхнечетвертичного времени делятся на четыре горизонта и один надгоризонт. Сувинский горизонт казанцевского межледниковья объединяет лимний III террасы (I^3IIsv ; 4а; 15 м), речные осадки террасы этого же уровня сувинской (a^3IIsv ; 3г; 40 м) и витимской свит (a^3IIvt ; 3д; 40 м). Сувинский и томпинский (ермаковское ледниковье) горизонты состоят из аллювия IV и V террас ($a^{4,5}IIsv-tm$; 3б; 15 м). Томпинский горизонт представлен лимногляциальными песками, илстыми глинами, водно-ледниковыми песками, галечниками и глыбово-суглинистыми ледниковыми образованиями ($lg, f, gIIItm$; 3а-3г; 150 м), лимнием II террасы (I^2IIItm ; 4а; 20 м) и озёрной тукалактинской толщей ($IIItk$; 3в; 6 м). Степановский горизонт (каргинское межледниковье) выполнен

аллювием II террас (a^2IIIst ; 3г, 4б; 30 м). Степановский и ошурковский (сарпанское ледниковье) горизонты аккумулярованы аллювием II и III ($a^{2,3}IIIst-o\check{s}$; 3а-3в; 20 м) террас. Верхнеплейстоценовые осадки формируют III и IV озёрные террасы ($I^{3,4}III sv\div o\check{s}$; 3а; 20 м). Ошурковский горизонт представлен ледниковыми осадками ($gIIIo\check{s}$; 3а-3г; 50 м), лимнием и аллювием I террас ($I^1, a^1IIId\check{s}$; 4а, 4б; по 15 м). К душеланскому надгоризонту отнесены ледниковые отложения ($gIIId\check{s}$; 60 м) и душеланская толща ($pdIIId\check{s}$; 3г, 3д; 13 м). Ошурковский горизонт соотносится с аллювием I террасы ($a^1IIIo\check{s}-H$; 30 м), распространенной по долинам крупных рек, и лимнием II террасы оз. Байкал ($I^2IIIo\check{s}-H$; 10 м).

Генотипы среднего – верхнего и верхнего неоплейстоцена – голоцена нерасчлененные распространены во всех СФЗ, состоят из элювиальных, коллювиальных, солифлюкционных, селево-оползневых, десерпционных, делювиальных, пролювиальных, аллювиально-пролювиальных и эоловых образований (е, с, s, sl, dr, d, p, al, vII-III, III-H; от 5-10 до 30-40 м).

Самое широкое и повсеместное развитие среди отложений голоцена имеют пойменный аллювий, лимний I террасы оз. Байкал, озёрные, палюстринные и техногенные осадки (а, I^1 , l, pl, tH; от 5-7 до 10-12 м).

Литература

1. Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. и др. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Н.: Изд-во СО РАН. филиал «Гео». 2001. 252 с.
2. Рассказов С.В., Лямина Н.А., Черняева Г.П. и др. Стратиграфия кайнозоя Витимского плоскогорья: феномен длительного рифтогенеза на юге Восточной Сибири. Н.: Гео. 2007. 193 с.

ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИЕ БАКТЕРИИ В СТРОМАТОЛИТАХ ЯКУТИИ

Колосов П.Н.

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г.
Якутск, p_kolosov@diamond.ysn.ru*

Известно, что накопление материала о формах и разнообразии современных микроорганизмов (бактерий, цианобактерий, низших водных микроскопических грибов, вирусов) продолжалось довольно долго. Микроскопические размеры и большое разнообразие форм микроорганизмов очень затрудняли исследования. Это вызывало иногда даже у опытных исследователей нежелание разобраться в загадочном мире микроорганизмов. Так, например, выдающийся ученый Карл Линней

«высказал отрицательное отношение к изучению микробов. Великий систематик не мог разобраться в разнообразных формах микроорганизмов и объединил их в один общий род, дав ему характерное название “Chaos” («Хаос»). К. Линней считал, что не следует углубляться в изучение этого невидимого мира, так как творец, создавая его, очевидно, предполагал сохранить эту область за собой» [1].

Используя сканирующий электронный микроскоп (СЭМ), мы теперь пытаемся разобраться в этом «Хаосе», обнаружив его в древних слоях горных пород. При этом к упомянутым выше трудностям в изучении ископаемых микроорганизмов добавляется нередко неполная их сохранность, получение в аншлифах разных сечений микрофоссилий, по которым достаточно сложно реконструировать форму и строение, выяснить систематическое положение объектов. В методике исследований также имеются некоторые сложности. Так, микробы имеют размеры всего несколько микрон. Их не удастся изучать при помощи оптических микроскопов в проходящем свете. СЭМ сканирует по поверхности объекта, т.е. часто невозможно, например, выявлять перегородки между клетками в нитевидных формах клеточного строения. А от этого зависит установление систематического положения микроорганизмов (нитчатые красные водоросли имеют перегородки, а грибы – нет). Бактериальная палеонтология – новое научное направление в изучении органического мира. Оно наиболее перспективно в выяснении предковых форм современных микроорганизмов, их роли в окружающей природной среде в превращении органических и неорганических соединений в течение весьма продолжительных докембрийских этапов жизни на Земле. «Результаты филогенетических исследований вносят изменения в ранее сложившиеся представления о роли прокариот в эволюции живых организмов. ...Современные прокариоты – это потомки предковых форм живых организмов» [2].

Далее о материале, методике и результатах. В окремненных столбчатых строматолитах буюксской свиты на юго-западе Якутии обнаружено большое количество разнообразных микрофоссилий. Их изучение проведено в аншлифах при помощи СЭМ Jeol JSM – 6480LV в режиме высокого вакуума. Предварительно аншлифы были промыты дистиллированной водой, высушены и покрыты тонким слоем углерода. Поиск остатков микроорганизмов проведен с х 3000-6000 раз.

Обнаружена палочковидная одиночная бактериальная клетка, имеющая гифы (рис. 1а). У этой клетки гиф 8, они внедряются в субстрат, имеют разную длину и толщину, одна из них ветвится. Поверхность клетки

гладкая, лишь в двух местах видны короткие гифы, которые, видимо, в начале своего роста. Размеры здесь и далее всюду приводятся в мкм: клетка длиной 18,6, толщиной 2,5-3,7; короткая гифа длиной 1,4, толщиной 0,29; правая верхняя гифа выглядит как хвост, по сравнению с другими гифами она имеет большие размеры: длина 5,4, толщина 0,79.

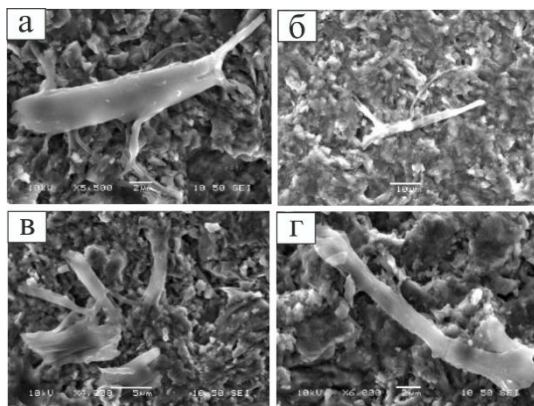


Рис. 1. а – палочковидная, одиночная бактериальная клетка, имеющая гифы; б – бактериальная вытянутая клетка; в – палочковидные мицелиального строения бактериальные клетки; г – трубковидная мицелиального строения бактериальная клетка.

НОВАЯ НАХОДКА МИКРООРГАНИЗМОВ БЮКСКОГО ВРЕМЕНИ НЕОПРОТЕРОЗОЯ В БЕРЕЗОВСКОМ ПРОГИБЕ

Колосов П.Н.¹, Бондарь Н.А.², Рожин С.С.²

*1 - Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН,
г. Якутск, p_kolosov@diamond.ysn.ru,*

*2 - Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова,
г. Якутск*

Находка остатков жизни в докембрийских отложениях, ранее считавшихся «немыми» в отношении ископаемых форм жизни, имеет большое значение в эволюционной биологии. В Якутии она особенно интересна в связи с «кембрийским взрывом» в развитии органического мира, который здесь имел большой размах, и наиболее полно

зафиксирован в слоях горных пород, в виде хорошо сохранившихся фаун и низших растений. Как известно, в начале кембрийского периода в течение относительно короткого времени [4] появилось огромное количество таксонов (видов, родов, семейств и т. д.) разного рода скелетных морских животных [3]. А какие организмы, помимо мягкотелых животных, существовали в вендском (эдиакарском) периоде неопротерозойской эры непосредственно перед упомянутым взрывом? Ответ на этот вопрос возможен в результате целенаправленных многолетних исследований. Далее о нескольких новых находках микроорганизмов в форме микрофоссилий в бюксской свите верхнего венда Березовского прогиба. Эта свита, выделенная в 1982 г. [2], одновозрастна с порохтахской и устьюдомской свитами склонов Алданской антеклизы, непосредственно подстилающими фаунистически охарактеризованные отложения нижнего кембрия.

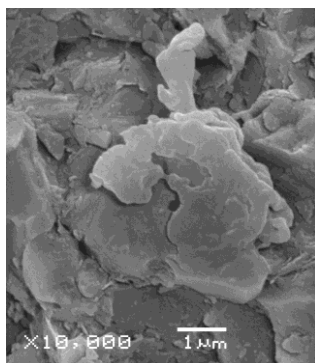


Рис. 1. Дрожжеподобный таллом и спора.

Обнаружена микрофоссилия (рис. 1) сложной формы. Её можно интерпретировать как дрожжеподобный делящийся таллом, образовавшийся вследствие нерасхождения материнских и дочерних клеток. Дочерние клетки образовались предположительно в результате врастания оболочки, а не в итоге локального вздутия оболочки (образования почки) как в типичных дрожжах. Среди рецентных грибов известны дрожжеподобные талломы («делящиеся дрожжи») [1], на которых похож отмеченный вендский таллом.

Слева от отмеченного дрожжеподобного таллома виден «кувшинчик» (рис. 1). Его размеры (здесь и далее в мкм): видимая высота 1,64, диаметр в средней части 1,2, «горлышко» высотой 0,6, диаметром 0,48. Это, по-видимому, оторванная/отделившаяся от материнского тела спора с

«ножкой», посредством которой она могла сидеть на поверхности какого-то микроорганизма.

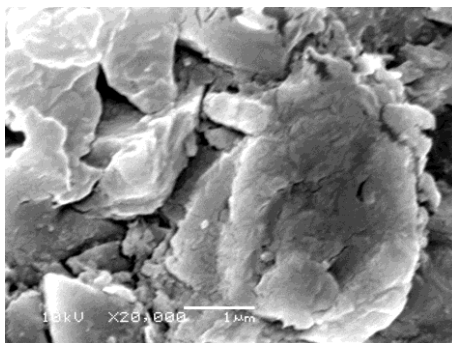


Рис. 2. Предполагаемая бактерия.

Найдено и округлое образование (рис. 2), состоящее преимущественно из вытянутых телец длиной (измеренной) 0,26-0,34, толщиной 0,04. Кроме того, на поверхности этого образования наблюдаются округлые тельца диаметром 0,08-0,14. Характеризуемое образование (размер 3,38 x 3,60) имеет два вытянутых валообразных, расширяющихся выступа, широкое окончание которых постепенно сливается с основным телом. Левый (на снимке) выступ длиной 2,28. шириной 0,4-0,8, правый - длиной 1,7, шириной 0,18-0,50. Средняя часть образования немного углублена (диаметр 1,5). В середине этого углубления имеется округлой формы немного выступающее образование диаметром 0,8. В нижней части основного тела (образования) наблюдается также округлое, предположительно объемное образование диаметром 0,9. Местами видны перегородки между отмеченными выше тельцами (клетками), слагающими основное образование. Эту микрофоссилию предположительно можно принять за бактерию.

Найденные остатки микроорганизмов в виде микрофоссилий оказались биологически трудно интерпретируемыми. Тем не менее, они дополняют фактический материал по поздневендской жизни перед величайшим «кембрийским» взрывом. В этом научное значение охарактеризованных микроорганизмов.

Исследование выполнено за счёт финансирования госзадания (проект АААА-А17-117021310217-0) и при финансовой поддержке СВФУ им М.К. Аммосова.

Литература:

1. Ботаника: Курс альгологии и микологии: Учебник / Под ред. Ю.Т. Дьякова. М.: МГУ. 2007. 559 с.
2. Колосов П.Н. Верхнедокембрийские палеоальгологические остатки Сибирской платформы. М.: Наука. 1982. 96 с.
3. Розанов А.Ю. Что произошло 600 миллионов лет назад. М.: Наука. 1986. 95 с.
4. Bowring S.A., Grotzinger J.P., Isachsen C.E., Knoll A.H., Pelechaty S., Kolosov P.N. Calibrating rates of Early Cambrian evolution // Science. 1993. V. 261. P. 1293-1298.

ПЕРВАЯ НАХОДКА САМОРОДНОГО ЖЕЛЕЗА В ТРАППАХ ЯКУТИИ

**Копылова А.Г.¹, Томшин М.Д.¹, Васильева А.Е.¹,
Салихов Р.Ф.², Матушкин А.И.²**

1–Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г.

Якутск, Kopylova@diamond.ysn.ru

2– АК «АЛРОСА», п. Айхал, SalikhovRV@alrosa.ru

При выполнении вскрышных работ на кимберлитовой трубке «Заря», располагающейся в двух километрах южнее п. Айхал, в стенке карьера был обнажен силл траппов, названный нами Айхальский. Среди трапповых глыб рабочими Айхальского ГОКа было поднято несколько желваков самородного железа. Один из этих образцов был передан нам для исследования. Желвак представляет собой валунообразную сегрегацию самородного железа эллипсовидной уплощенной формы (фото) размером 21х13х3 см и весом 3,95 кг. По краям сегрегации наблюдаются приваренная к железу корка (толщиной до 2-х см) мелкозернистого долерита, что однозначно свидетельствует о природном происхождении обособления железа. Выполненное изучение долеритов оторочки подтвердило их идентичность с долеритами Айхальского силла. Силл располагается на доломитах сатыканской свиты ордовика (O₂st) и фрагментарно (в западинах) перекрыт туфогенными образованиями алакитской свиты (P₂-T₁al). Его мощность около 60 м, выполнен он мелко- и среднезернистыми офитовыми долеритами по петрохимическим показателям, относящимся к трапповым интрузиям II петрографического типа [1]. Предполагается, что сегрегации железа находились в верхней части силла, поскольку они были подняты на верхнем уступе карьера.

Исследуемый желвак железа имеет неровную, заливообразную форму, наблюдаются следы смятия, деформации и выдавливания силикатной (толеитовый расплав) составляющей (фото). Внутреннее строение желвака неоднородное. Встречаются участки, где самородная фаза имеет сливное массивное строение (до 90% Fe^0), но чаще всего содержание железа в объеме желвака составляет 70-80% (фото). При этом его структура становится губчатой за счет обособления отдельных капель металла. Граница капель резкая, подчеркнута тонкой оболочкой выполненной либо окисными (магнетит и титаномагнетит), либо силикатными (оливин, пироксен) минералами. В том случае, когда захваченного железной матрицей расплава было достаточно, происходила его раскристаллизация до мелкозернистых офитовых долеритов.

Рентгенофазовым анализом установлено, что самородное железо отвечает структуре $\alpha\text{-Fe}$ с параметром элементарной ячейки $a=0,2860$ нм. Твердость, измеренная по Бринеллю твердомером «Heckert» (ИФТПС), находится в пределах 110-117 единиц НВ (или 1080-1150 МПа).

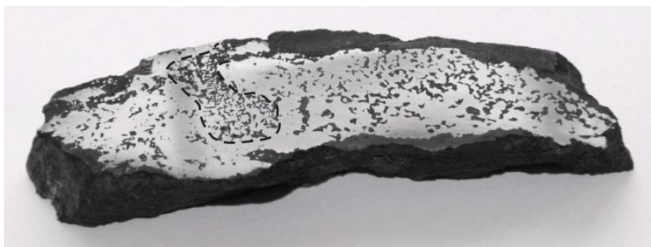


Фото. Срез по периферии желвака самородного железа в долеритовой оторочке (черное) из траппов Айхальского силла. Пунктиром выделена область «выдавливания» силикатного вещества из металлической массы

Рентгеноспектральный анализ показал, что самородное железо относится к высокоуглеродистой разновидности, доля углерода находится в пределах 2,14-4,36 вес. %. Высокое содержание углерода предполагает, что в металлографическом аспекте железо представляет собой сплав Fe-C. Кроме углерода в железе установлено переменное количество Ni, Co и Cu (таблица). Спектральным полуколичественным анализом в железе установлено присутствие десятых Al, Si, Ca, сотых – Ti, Mg и тысячных Ga долей процента. По химическому составу нульвалентное железо Айхальского силла относится к минеральному виду – ферриту, обычно содержащему незначительное количество основных примесных элементов Ni, Co и Cu иногда Ge.

Исследование железа показало, что вместе с ним образуются когениит, троилит, магнетит и ильменит. **Когениит** (Fe_3C) второй по степени

распространенности минерал в желваке железа. Он встречается в виде включений в железе, образуя пламенивидные или причудливо изогнутые червеобразные вроски либо экзотической формы обособления. Иногда в самородном железе наблюдаются локальные участки с обильными выделениями когенита удлиненной формы строго ориентированные относительно длинной стороны. Доля карбидной составляющей в этом случае может достигать 20-30 % объема. Кроме этого когенит установлен на границе капель железа и силикатной матрицы, образуя когенит-магнетитовые либо когенит-сульфидные оторочки вокруг феррита. Рентгеноспектральным анализом в когените установлена невысокая, но стабильная примесь Ni, Co и Cu (таблица). Стехиометрическое значение содержания углерода в когените составляет 6,7% [2].

Таблица

Химический состав феррита, когенита, троилита, вес %

Феррит	Fe	Ni	Co	Cu	C	Сумма
Ай-1	97,68	0,74	1,12	0,97	не обн.	100,51
Ай-1	93,92	0,42	1,22		4,02	99,57
Ай-1	96,77				2,82	99,59
Ай-2	97,81				2,37	100,18
Ай-2	96,55	0,40	0,72		2,14	99,81
Когенит	Fe	Ni	Co	Cu	C	Сумма
Ай-1	91,83	0,09	0,18		8,27	100,31
Ай-2	92,35	0,53	0,37	0,37	6,73	100,35
Троилит	Fe	Ni	Co	Cu	S	
Ай-1	64,12	0,06	0,04		37,68	101,90
Ай-1	61,65	не обн	не обн		37,49	99,14
Ай-2	62,64				37,00	99,64
Ай-2	60,80				36,91	97,71

Определение элементов проводилось на электронном анализаторе Jeol JSM-6480LMV с энергодисперсионным спектрометром (EDS) и волновой приставкой (WDS).

Троилит (FeS) в парагенезисе с ферритом встречается в двух морфологических разновидностях. Чаще всего троилит в ассоциации с другими акцессорными минералами располагается в оторочке по периферии железа на границе его с силикатной породой. Вторая его форма выделений – каплевидные обособления в железе, нередко имеющие прерывистую когенитовую кайму. Химический состав троилита приведен в таблице. По данным рентгеноспектрального анализа в пределах точности метода троилит практически не содержит примеси других элементов. Среди окисно-рудных минералов доминирует магнетит, встречающийся исключительно на границе железа, как реакция на его окисление. В подчиненном количестве присутствует ильменит.

Кроме выше перечисленных минералов в самородном железе установлены округлые включения силикатного расплава. Размер включений колеблется от 70 до 350 мкм. Вещество включений имеет разную степень раскристаллизации – от стекловатых и частично раскристаллизованных обособлений до полиминеральных включений, в которых четко просматривается микродолеритовая структура, обусловленная порообразующими минералами с уверенно читаемыми кристаллографическими формами. Наблюдаются включения, в которых фиксируются идиоморфные кристаллы оливина и пироксена как-бы «плавающие» в однородном матриксе по составу близкому ортоклазу. По периферии такие каплевидные включения иногда оконтурены мелкозернистым агрегатом троилита, образующим сплошную оторочку. Во включениях с частично раскристаллизованным веществом только просматриваются недиагностируемые бесформенные или удлиненные кристаллиты. Выполненный микрозондом точечный анализ стекловатой массы включений показал непостоянство ее состава в целом соответствующего базитовому расплаву. Основные компоненты здесь представлены железом и кремнием, меньше, но приблизительно в одинаковых количествах присутствуют магний, кальций и алюминий. В пределах первых процентов определены фосфор, натрий и титан. Вокруг подобных включений формируется гомогенная стекловатая оболочка обогащенная железом.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 18-45-140042.

Литература:

1. Томшин М.Д., Копылова А.Г., Тян О.А. Петрохимическое разнообразие траппов восточной периферии Тунгусской синеклизы //Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 1. С. 72-82.
2. Минералы. Справочник. М. Изд-во АН СССР. Т. 1. 1960. 617 с.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Кузнецов В.М.

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

На юго-востоке Верхояно-Чукотской складчатой области располагаются Охотский и Омолонский массивы (микроконтиненты), разделяемые структурами восточного фланга Яно-Колымской системы. Северное окаймление представляют структуры Индигиро-Колымской системы, а южное - Тайгоносско-Западно-Корякской системы. Имеются разнообразные позднемезозойские наложенные структуры (рис. 1).

В вертикальном геологическом разрезе устанавливается несколько (до семи) структурных этажей, в концентрированном виде представленных в пределах массивов (микроконтинентов). В составе других структур территории вскрываются элементы меньшего числа этажей; наиболее обширная по площади Яно-Колымская система представлена практически одним верхнепалеозойско-мезозойским структурным этажом.

Контуры крупнейших тектонических элементов (микроконтинентов, складчатых систем), хотя часто и подчеркнуты разломами, определяются распределением соответствующих структурных этажей, формационных комплексов, более мелких структур - площадями выходов формаций того или иного возраста [3].

Охотский и Омолонский микроконтиненты представляются крупными блоками угловатой в плане формы с тектоническими, в том числе надвиговыми ограничениями. В их пределах выделяются выступы дорифейского фундамента и трехярусный чехол, образованный рифейско-нижнепалеозойскими, среднепалеозойскими и верхнепалеозойско-мезозойскими комплексами. Считается, что в ранние этапы развития территория принадлежала окраине Сибирского континента. Позднее крупные Омолонский и Охотский блоки были значительно разобщены с континентом и приобрели характер микроконтинентов, по их обрамлениям для палеозойского времени реконструируются океанические бассейны.

Индигиро-Колымская складчатая система представлена Приколымским и Омuleвским горст-антиклинаориями, ограниченными разломами взбросо-

надвигового типа. В их пределах распространены толщи рифейско-нижнепалеозойского и среднепалеозойского структурных этажей, примечателен чешуйчато-покровный стиль дислокаций. Накопление толщ происходило в шельфовых условиях пассивной континентальной окраины.

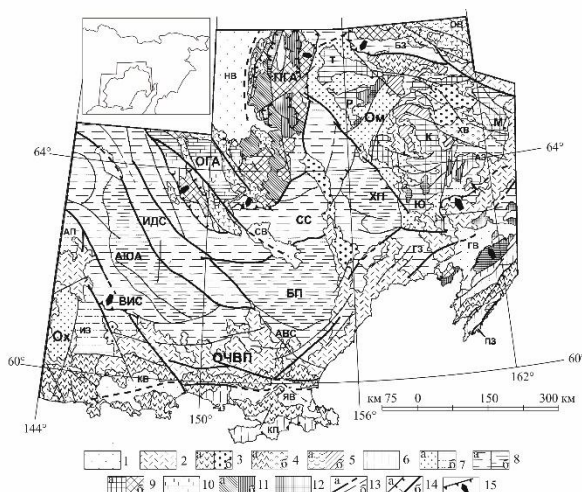


Рис. 1. Схема тектоники юго-востока Верхояно-Чукотской складчатой области. 1-12 - структурные этажи, комплексы, формации: 1 – кайнозойский этаж; 2-5 - верхнемезозойский этаж: 2 - альб-верхнемеловые; 3 - апт-альбские; 4 - валанжин-барремские; 5 - верхнеюрские (а - вулканогенно-терригенные, б - терригенные) молассы; 6-8 - верхнепалеозойско-мезозойский этаж: 6 - мезозойский островодужный; 7 - терригенный конденсированный (а) и увеличенный (б) комплексы; 8 - терригенные комплексы синклиналиев (а) и антиклиналий (б) складчатых систем; 9 - среднепалеозойский этаж: терригенно-вулканогенные (а), терригенные формации (б); 10-11 - рифейско-нижнепалеозойский этаж: 10 - ордовикско-силурийские карбонатные; 11 - рифейско-кембрийские карбонатно-терригенные (а) и вулканогенно-терригенные (б) комплексы; 12 - докембрийские метаморфические комплексы; 13-15 - разломы: 13 - основные (а) и второстепенные (б); 14 - с указанием направления смещения: надвиги (а), сдвиги (б); 15 - шарьяжи. Основные структурные элементы. Массивы (микроконтиненты): Ох - Охотский; Ом - Омолонский; Индигиро-Колымская система: горст-антиклиналии: ОГА - Омuleвский, ПГА - Приколымский; Яно-Колымская система: синклиналии: ИДС - Иньяли-Дебинский, СС - Сугойский, ВИС - Верхне-Индигирский, АВС - Армано-Вилигинский; ОЧВП - Охотско-Чукотский вулканогенный пояс. На врезке: положение территории и Магаданской области (внутренний контур) в пределах Северо-Востока России.

На площади Яно-Колымской системы превалирует линейная складчатость, выделяются крупные синклинальные и антиклинальные структуры. Заметно обособляются, изгибаясь и виргируя в восточном направлении, северная (Приколымская с Иньяли-Дебинским и Сугойским синклинориями) и южная (Приохотская с Верхнеиндигирскими и Армано-Вилигинским синклинориями) синклинальные зоны и разделяющая их цепь внутренних поднятий (Аян-Юряхский антиклинорий, Балыгычанское и Хетагчанское поднятия). Структурный план системы сформирован в позднеюрский коллизионный этап. Широко проявлены продольные северо-западные и субширотные сбросо- и взбросо-сдвиги значительной горизонтальной амплитуды. Яно-Колымская система представляется складчато-сдвиговым поясом, динамически сопряженным с находящимся западнее Верхоянским складчато-надвиговым поясом [5].

Верхний структурный этаж представляет рыхлое выполнение неотектонических впадин и прогибов (бассейнов) акватории залива Шелихова Охотского моря. Кайнозойские неотектонические впадины сочетается в линейные рифтовые системы (Момскую и Охотско-Анадырскую), пересекающие территорию в диагональных направлениях.

Литература:

1. Горячев Н.А. Удско-Мургальская магматическая дуга: геология, магматизм, металлогения // Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России. М.: СВКНИИ ДВО РАН. 2005. С. 17-38.
2. Кузнецов В.М. Обстановки позднепалеозойского и мезозойского осадконакопления в юго-восточной части Яно-Колымской системы // Тихоокеанская геология. 1988. № 1. С. 28-38.
3. Кузнецов В.М. Осадочные формации, тектонической районирование и палеоструктура восточного фланга Яно-Колымской системы // Колыма. 1994. № 5. С. 12-18.
4. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозоид Северо-Востока Азии. Н.: Наука. 1984. 192 с.
5. Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л и др. Стиль деформаций Верхоянского складчато-надвигового пояса // Отечеств. геология. 2001, № 5. С. 47-51.
6. Чехов А.Д., Паланджян С.А. Новые данные по геологическому строению полуострова Тайгонос // Колыма. 1994. № 4. С. 7-11.

КРАТКИЙ ОБЗОР ИСТОРИИ СТАНОВЛЕНИЯ ЗОНАЛЬНОЙ ШКАЛЫ ТОАРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

Кузнецова О. А.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г.
Якутск, geo@yakutia.ru

Многолетними работами отечественных специалистов к настоящему времени разработана зональная шкала тоарского яруса для Северо-Востока Азии. Изучением биостратиграфии и фауны юрских отложений Дальневосточного региона долгое время занимались И.И. Сей и Е.Д. Калачева. В результате этих исследований была разработана региональная стратиграфическая шкала юрских отложений Дальнего Востока, принятая как унифицированная на IV ДВ МРСС в 1990 г. в Хабаровске. Она включает две автономные шкалы – по аммонитам и двустворчатым моллюскам. В первой ниже- и среднеюрский интервал охарактеризован преимущественно аммонитовыми зонами.

В качестве стандартной аммонитовой последовательности принята схема зонального и инфразонального расчленения тоарского яруса, предложенная В. Дином и др. [7]. Эта схема интегрирует данные по сукцессии аммоноидей, установленной в разрезах тоара Англии, Франции, Германии и используется как стандарт при расчленении и корреляции тоарских отложений [5, 11, 10].

В настоящее время в зональном стандарте тоарский ярус разделен на два подъяруса - в нижнем установлены 3 зоны и 6 подзон, а в верхнем 3 зоны и 4 подзоны.

1. Видом-индексом верхней подзоны зоны *Grammoceras thouarsense* вместо *Pseudogrammoceras struckmani* был выбран *Pseudogrammoceras fallaciosum*. Основанием этому послужило то, что по уточненным данным *P. struckmani* распространен в нижележащей зоне *Haugia variabilis*, а не в рассматриваемой зоне;

2. В качестве вида-индекса верхней подзоны зоны *Hildoceras bifrons* был выбран *Catacoeloceras crassum* вместо *Zugodactylites braunianus*. В тоарских разрезах Англии было установлено [9], что интервал стратиграфического распространения *Z. braunianus* отвечает примерно верхним $\frac{3}{4}$ стратиграфического диапазона зонального вида-индекса нижележащей подзоны *Peronoceras fibulatum* и не пересекает верхней

границы этой подзоны. Из-за почти полного стратиграфического перекрытия видов-индексов двух рассмотренных подзон для средней подзоны был оставлен в качестве вида-индекса *Peronoceras fibulatum*, но для верхней подзоны зоны *Hildoceras bifrons* предложен *C. crassum*, появляющийся в разрезах тоара Англии выше последних (самых верхних) *Peronoceras* и *Porpoceras*.

В последнее время французские исследователи [8] несколько детализировали зональную и инфразональную разбивку тоара Северо-Западной Европы. В схеме расчленения тоарского яруса ими установлены 8 зон, 19 подзон и 34 аммонитовых горизонта (биогоризонт). Необходимо отметить, что последовательность аммонитовых горизонтов в схеме установлена в разрезах пограничного типа (Пуату, юго-восток Франции); где присутствуют элементы и бореальных, и тетических комплексов (экотон) и эта последовательность в полном объеме не обнаружена в более северных районах.

Французские исследователи перевели ряд подзон зоны *D. levesquei* в схему [7] в ранг самостоятельных зон. Это новшество представляется вполне оправданным, так как эти зоны дискретны на родовом уровне: *Phlyseogrammoceras* – *Dumortieria* – *Pleydellia*.

Многолетними работами отечественных специалистов к настоящему времени разработана зональная шкала тоарского яруса для Северо-Востока Азии [2, 1, 3, 4]. В качестве самостоятельной стандартной зоны мы рассматриваем слои с *Eleganticeras*, которые на родовом уровне отличаются от подстилающих и перекрывающих комплексов аммонитов [9] и широко распространены в пределах Бореальной области.

Изучением биостратиграфии и фауны юрских отложений Дальневосточного региона долгое время занимались И.И. Сей и Е.Д. Калачева [6]. В результате этих исследований была разработана региональная стратиграфическая шкала юрских отложений Дальнего Востока, принятая как унифицированная на IV ДВ МРСС в 1990 г. в Хабаровске. Она включает две автономные шкалы – по аммонитам и двустворчатым моллюскам. В первой нижне- и среднеюрский интервал охарактеризован преимущественно аммонитовыми зонами.

Тоарские отложения в субплатформенных структурах приурочены к Буреинскому, Удскому и Торомскому прогибам, а также к Южно-Верхоянской зоне. По отдельным находкам аммонитов выделены зоны и слои с аммонитами, параллелизуемые с нижнетоарскими зонами *Harpoceras falciferum* и *Hildoceras bifrons*. Первой из них отвечают отложения с *Harpoceras* sp. в Южном Верхоянье. Второй соответствует

две зоны и слои с фауной. Зона *Dactylioceras athleticum* по находкам *D. cf. athleticum* (Simps.) и *D. cf. commune* (Sow.) установлена в Буреинском прогибе в бассейне р. Бурей, р. Гуджал (дешская свита) и в Удском – в бассейне р. Уда, р. Малый Суникан. В Южном Верхоянье эта зона фиксируется видом-индексом и *D. commune* (Sow.).

Зона *Zugodactylites braunianus* присутствует во всех трех прогибах. В Торомском, на побережье Тугурского залива, помимо многочисленных экземпляров вида-индекса она включает *Z. rotundiventer* Buckm., *Pseudolioceras (P.) lythense* (Y. et B.), *P. (P.) kedonense* Repin. Слои с *Porpoceras polare* выделены на юге Буреинского прогиба.

Стратиграфическая схема в интервале от верхнего плинсбаха до нижнего байоса Забайкалья разработана по аммонитам и двустворчатым моллюскам. Тоарские отложения занимают большие площади, чем другие образования морской юры. В нижнем тоаре установлены следующие стратоны: слои с *Tiltoniceras* – *Kedonoceras*, зона *Harpoceras falciferum*, зона *Dactylioceras athleticum*, зона *Zugodactylites braunianus* и слои с *Porpoceras polare*.

Литература:

1. Дагис, А.А. Тоарские аммониты (Hildoceratidae) Севера Сибири. Н.: Наука. 1974. 107 с.
2. Князев, В.Г. Зональный стандарт тоарского яруса Северо - Востока Азии. Я.: ЯФ Изд-ва СО РАН. 2003. 100 с.
3. Крымгольц, Н.Г. Биостратиграфия и аммониты тоара и аалена Западной Якутии: Автореферат диссертации канд. геолого- минералогических наук // Л.: 1975. 15 с.
4. Репин Ю.С. К вопросу о зональном расчленении тоарских отложений на Северо–Востоке СССР /Ю.С. Репин // Колыма. 1970. № 5. С. 41–44.
5. Зоны юрской системы СССР / Л.: Наука. 1982. С. 110.
6. Сей И.И. Стратиграфия и аммониты тоарских отложений северной части Дальнего Востока /И.И. Сей, Е.Д. Калачева // Геология и геофизика. № 12. 1969. С. 62–69.
7. Dean W. Liassic ammonite zones and subzones of the North-West province // Bull.Brit.Mus. (Natur. History) Geol. № 10. 1961. Vol. 4. P. 438-498.
8. Elmi, et. al. Toarcien. In: E. Cariou et P. Hantzpergue (eds). *Biostratigraphie du Jurassique ouest-europeen et mediterraneen* // Bulletin du Centre de recherche Elf Exploration Production. Pau. 1997. memoire 17: 25-36. P. 9-11.
9. Howarth M.K. The statigraphy and ammonite fauna of the Upper Lias of Northamptonshire. 1978. Vol. 29. № 3. P. 235-288.
10. Westermann G.E.G. Limits of global bio-event correlation: diachronous ammonites «extinction» across Jurassic bioprovinces // Revista de la Asociacion Geologica Argentina. 1992. 47 (4): 353-364.

ПЕРМСКИЕ АММОНОИДЕИ НИЗОВЬЯ Р. ЛЕНЫ И ИХ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Кутыгин Р.В.

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,
rkutygin@mail.ru*

Разрез карбона и перми в низовье р. Лены и ее Быковской протоки является уникальным по протяженности и палеонтологической характеристике [3]. Это один из немногих разрезов, в которых содержится большинство известных комплексов позднепалеозойских аммоноидей Северо-Востока Азии (рис. 1) [1, 5, 10].

Наиболее многочисленным и представительным является тугасирский комплекс аммоноидей, распространенный в одноименной свите [1], однако изучен очень слабо и, вероятно, содержит несколько самостоятельных разновозрастных подкомплексов, для выделения которых требуются специальные монографические исследования, ревизия всех установленных уровней находок аммоноидей и повторные сборы в разрезе. Доминирующей группой тугасирского комплекса является позднебашкирские гониатиты семейства *Orulganitidae*, отличающиеся отчетливым треугольным навиванием раковины в области умбонального края [7].

Вторым по таксономическому разнообразию является хорокытский комплекс, характеризующий слои с *Bulunites mezhvilki* хорокытского горизонта нижней части перми [9]. Этот уровень традиционно рассматривался как ассельско-реннесакмарский [1, 10]. После проведенного сравнительного анализа вертикального распространения всех известных находок аммоноидей, было установлено, что сакмарские формы аммоноидей (представители рода *Andrianovia* и ранние уралоцерасы аркачанского аммоноидного комплекса) появляются в основании эчийского горизонта. В хорокытском же комплексе не известно ни одного сугубо сакмарского таксона, что послужило основанием совместить границы хорокытского/эчийского горизонтов и ассельского/сакмарского ярусов [8]. Однако позднее нами была признана поспешность такого решения, поскольку после ревизии вида "*Juresanites*" *maximovae* Andrianov в преимущественно эндемичном хорокытском аммоноидном комплексе не осталось ни одного заведомо ассельского таксона [6]. Но недавно обнаруженный в Кубалахском разрезе

преимущественно ассельский вид *Svetlanoceras strigosum* (Ruzhencev) [4] требует возврата к решению очень непростого вопроса о возрасте хорокытского горизонта.

В более высоких слоях туорасисской свиты (пачка 3) В.И. Макошин обнаружил относительно крупный деформированный экземпляр гониатита *Uraloceras subsimense* Kutugin, который в Верхоянье индексирует одноименный биостратон (слои с *subsimense*) сакмарского яруса [10]. Этот вид известен в основании эчийского горизонта западной окраины Хараулахского хребта и центральной части Западного Верхоянья.

Следующий уровень с аммоноидеями приходится на верхнюю часть сахаинской свиты, где В.Н. Андриановым найдены представители вида *Tumaroceras yakutorum* Ruzhencev [1], вида-индекса слоев с *yakutorum* [10]. Присутствие в разрезе гониатитов указанного вида уверенно свидетельствует о кунгурском возрасте вмещающих слоев.

Вышезалегающая соубольская свита характеризуется развитием флишoidных пачек алевролитов и песчаников [2]. Для возрастной диагностики свиты очень важной является находка гониатита *Tumaroceras kashirzevi* Andrianov, сделанная А.С. Каширцевым со студентами ЯГУ в 1968 г. Этот кунгурский вид индексирует слои с *kashirzevi* по всему Северо-Востоку Азии.

Завершается разрез перми приустьевой части р. Лены заканчивается алевролитами чинкской свиты, роудский возраст которой подтверждается единичными находками спиролегоцератид [1], а кепитенский – по присутствию брахиопод *Cancrinelloides obrutschewi* (Licharew).

В пермской системе приустьевой части р. Лены (правобережье от устья р. Чинка до Быковской протоки) установлены хорокытский, аркачанский, орольский, такамкытский и раннеделенжинский (черкамбальский?) комплексы аммоноидей, которые свидетельствуют об ассельско-раннесакмарском, сакмарском, ранне- и позднекунгурском и роудском возрасте вмещающих отложений, соответственно.

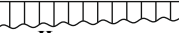
Сис-тема	Свита, литология, мощность	Аммоноидеи
ПЕРМСКАЯ		Не обнаружены
	Чинкская алевролиты <i>вид. 300 м</i>	<i>Sverdrupites ? sp.</i>
	Соубольская алевролиты, песчаники <i>300 м</i>	Не обнаружены
		<i>Tumaroceras ? kashirzevi</i> Andrianov
	Саханнская песчаники, алевролиты <i>220 м</i>	<i>Tumaroceras yakutorum</i> Ruzhencev
		Не обнаружены
	Туорасинская алевролиты, песчаники <i>335 м</i>	<i>Uraloceras subsimense</i> Kutugin
		<i>Bulunites mezhvilki</i> Andrianov, <i>Juresanites maximovae</i> (Andrianov), <i>Svetlanoceras strigosum</i> (Ruzhencev), <i>Agathiceras verkhoyanicum</i> Andrianov
	Кубалахская алевролиты <i>400 м</i>	Не обнаружены
	Тугасирская алевролиты, песчаники, аргиллиты, линзы конгломератов <i>450 м</i>	<i>Diaboloceras ruzhencevi</i> Andrianov, <i>Phanerochoceras lenaense</i> Andrianov, <i>Bisatoceras solominae</i> Popow, <i>Syngastrioceras sp.</i> , <i>Aclistoceras globosum</i> (Popow), <i>Glaphyrites sp.</i> , <i>Proshumardites sp.</i> , <i>Agathiceras uralicum</i> (Karpinsky), <i>Orulganites triangulumbilicatum</i> (Popow), <i>Mezorulganites borealis</i> Andrianov
КАМЕННОУГОЛЬНАЯ	Тиксинская алевролиты, аргиллиты <i>750 м</i>	<i>Neoglyphioceras septentrionale</i> Andr.
		<i>Goniatites cf. americanus</i> Gordon
	Атырдахская алевролиты, песч.-ки, конгломераты, <i>280 м</i> Бастакская и известняки, <i>147 м</i>	Не обнаружены

Рис. 1. Комплексы позднепалеозойских аммоноидей приустьевой части р. Лены (правобережье от устья р. Чинка до Быковской протоки)

Работа выполнена по госзаданию ИГАБМ СО РАН (0381-2019-0002) и при финансовой поддержке грантами РФФИ (17-05-00109 и 18-05-00191).

Литература:

1. Андрианов В.Н. Пермские и некоторые каменноугольные аммоноидеи Северо-Востока Азии. Н.: Наука. 1985. 180 с.
2. Каширцев А.С., Каширцев В.А. Верхнепермский разрез нижней Лены // Труды IX научн. конф. инженерно-технич. факул-а (тезисы докладов). Я.: Якут. книж. изд-во. 1966. С. 67-68.

3. Колосов П.Н., Альховик Т.С., Баранов В.В., Белолобский И.Н., Гриненко О.В., Ермакова С.П., Князев В.Г., Кутыгин Р.В., Мельник О.А., Сергеенко А.И., Столярова Л.Р. Уникальные разрезы верхнего докембрия и фанерозоя Якутии // Отечественная геология. 2001. № 5. С. 34-39.

4. Кутыгин Р.В. Первая находка гониатитов рода *Svetlanoceras* на Северо-Востоке Азии // Отечественная геология. 2015. № 5. С. 72-76.

5. Кутыгин Р.В. Об ассельско-сакмарских аммоноидеях правобережья приустьевой части р. Лены (северо-западная окраина Хараулахского хребта, Северное Верхоянье) // Золотой век российской малакологии. М., С.: ПИН РАН. СГТУ. «Кузница рекламы». 2016. С. 217-224.

6. Кутыгин Р.В., Будников И.В., Бяков А.С., Клец А.Г. Проблема использования ОСШ пермской системы в Верхоянье // Общая стратиграфическая шкала России: состояние и проблемы обустройства. М.: ГИН РАН. 2013. С. 223–225.

7. Попов Ю.Н. Аммоноидеи // Стратиграфия каменноугольных и пермских отложений Северного Верхоянья. Л.: Недра. 1970. С. 113-140.

8. Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России / СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2009. 268 с.

9. Klets A.G., Budnikov I.V., Kutygin R.V., Biakov A.S., Grinenko V.S. The Permian of the Verkhoyansk-Okhotsk region, NE Russia // Journal of Asian Earth Sciences. 2006. Vol. 26. I. 3-4. P. 258-268.

10. Kutygin R.V. Permian ammonoid associations of the Verkhoyansk Region, Northeast Russia // Journal of Asian Earth Sciences. 2006. Vol. 26. I. 3-4. P. 243-257.

ПРОБЛЕМА ЗОНАЛЬНОГО ДЕЛЕНИЯ ПОГРАНИЧНЫХ КАМЕННОУГОЛЬНО-ПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В ВЕРХОВЬЯХ Р. СОБОЛОХ-МАЯН, ОРУЛГАНСКИЙ ХРЕБЕТ ВЕРХОЯНЬЯ

Макошин В.И., Кутыгин Р.В.

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,
makoshin_89@mail.ru*

Стратиграфия верхнего палеозоя верховья р. Соболах-Маян является ключевым районом для всего Орулганского хребта. Здесь выделен ряд свит карбона и перми [9], установлена наиболее полная последовательность биостратиграфических комплексов [8]. Однако геохронологическая принадлежность свит, объемы и наименования

зональных стратонов до настоящего времени остаются противоречивыми, что было подробно рассмотрено нами ранее [3, 4].

Особенно сложным является вопрос о положении границы карбона и перми [6]. Если отнесение халданской и эчийской свит, соответственно, к карбону и перми, исследователями не оспаривается [1, 2, 9], то определение возраста промежуточной мегенской свиты, остается предметом дискуссий [9, 11, 12, 13]. В 2014 году, совместно с И.В. Будниковым и Л.Г. Перегоедовым, были послойно изучены три разреза мегенской и эчийской свит в левобережье р. Меген - Суровый, Мрачный и Длинный [4, 7].

Мегенская свита характеризуется ритмичным переслаиванием алевролитов, песчаников и их разностей. Длительное время подошва мегенской свиты сопоставлялась с каменноугольно-пермской границей, на основании появления первых представителей брахиопод вида *Jakutoproductus verkhoianicus* (Fredericks) [8]. Однако, проведя ревизию палеонтологического материала, Р.В. Соломина позднее в нижней части мегенской свиты определила вид *Jakutoproductus protoverkhoianicus* Kaschirzew [10]. Это послужило основанием для выделения в объеме всей мегенской свиты зоны *protoverkhoianicus* [12], которая в настоящее время в Верхоянье рассматривается в качестве верхнего биостратона каменноугольной системы [9]. На наш взгляд, материалы из стратотипа мегенской свиты свидетельствуют о том, что к **зоне *Jakutoproductus protoverkhoianicus*** относится лишь нижняя часть свиты, тогда как верхняя содержит более молодые элементы беспозвоночных, характеризующие вышележащий пермский биостратон. В изученных нами разрезах брахиоподы были собраны в верхней половине свиты, в которой нижний уровень приходится на слой 10 в разрезе Мрачный, где обнаружены остатки брахиопод *J. ex gr. verkhoianicus*, характеризующих **зону *Jakutoproductus verkhoianicus***. Наиболее обильная фауна встречена в верхах мегенской свиты разрезов Суровый (87 слой), Мрачный (5 слой) и Длинный (21 слой), из которых определены *J. verkhoianicus*, *J. crassus* Kaschirzew, *J. lenensis* Makoshin, *J. sp.*, *Anidanthus sp.* Приведенный комплекс позволяет выделить в разрезе **слои с *Jakutoproductus lenensis***.

Эчийская свита является хорошим литологическим маркером, прослеживающимся в Западном Верхоянье и на Орулганском хребте. Отличительной чертой свиты является преобладание монотонных мелкозернистых алевролитов, часто содержащих кремнисто-карбонатно-глинистые конкреции. Нижняя граница свиты в Южном Орулгане проводится по смене мегенских песчаников толщей темно-серых до

черных мелкозернистых алевролитов. Ранее в эчийской свите верховьев р. Соболах-Маян выделялись две последовательные зоны: *crassus* и *verkhoyanicus* [12]. Наши данные эту зональную последовательность не подтвердили, поскольку установленные в разрезе эчийской свиты верховьев Соболах-Маян комплексы брахиопод характеризуют более молодые зоны: *insignis*, *terechovi* и *rugosus*.

Зона *Jakutoproductus insignis* выделена в нижней части эчийской свиты разрезов Суровый (слои 86-82), Мрачный (слои 4-1) и Длинный (слои 20-17). Здесь доминирующее значение приобретает вид *Jakutoproductus insignis* Abramov et Grigorjeva, появление которого позволяет разграничивать в разрезах Верхоянья хорокытский и эчийский горизонты [5]. В основании зоны встречены последние представители преимущественно хорокытского вида *J. crassus*. Помимо якутопродуктусов, в зоне *insignis* бассейна р. Меген собраны брахиоподы *Cancrinella? grandis* Solomina, *Rhynoleichus etsyiensis* Abramov et Grigorjeva, *Tornquistia pseudobrama* (Zavodowsky), *Anidanthus boikowi* (Stepanov) и *A. sp.*

Зона *Jakutoproductus terechovi* установлена в разрезах Суровый (слои 81-76) и Длинный (слои 16-5), где были обнаружены брахиоподы *Jakutoproductus terechovi* Zavodowsky, *J. sp.*, *Rhynoleichus etsyiensis* Abramov et Grigorjeva, *Anidanthus boikowi* (Stepanov) и *Waagenoconcha aff. wimani* (Fredericks). Интересно, что в основании зоны *terechovi* разреза Длинный вместе с *J. terechovi* встречаются последние представители вида *J. insignis*, что является первой зафиксированной в Верхоянье совместной находкой этих двух зональных видов [4].

Зона *Jakutoproductus rugosus* распространена в верхней части эчийской свиты разреза Суровый (слои 75-61) и Длинный (4-0). Здесь, кроме вида *J. rugosus* Ganelin, определены *Jakutoproductus sp.* и *Tornquistia pseudobrama* (Zavodowsky).

Из вышеизложенного следует, что в пограничных каменноугольно-пермских отложениях верховьев р. Соболах-Маян наблюдается полная зональная последовательность кыгылтасского (верхняя часть), хорокытского и эчийского (нижняя часть) горизонтов Верхоянья по брахиоподам. В объеме мегенской свиты выделяются зоны *protoverkhoyanicus* и *verkhoyanicus*, соответственно кыгылтасского и хорокытского горизонтов. Граница между этими зонами сопоставляется с каменноугольно-пермским рубежом. В верхней части зоны *verkhoyanicus* обособляются слои с *lenensis*, характерные для терминальной части

хорокытского горизонта. Эчийская свита и одноименный горизонт представлены зонами insignis, terechovi и rugosus.

Работа выполнена по госзаданию ИГАБМ СО РАН (№ 0381-2019-0002) и при финансовой поддержке грантом РФФИ (№ 18-05-00191).

Литература

1. Абрамов Б.С., Григорьева А.Д. Биостратиграфия и брахиоподы среднего и верхнего карбона Верхоянья. М.: Наука. 1983. 168 с.
2. Клец А.Г., Будников И.В., Кутыгин Р.В., Гриненко В.С. Событийные уровни в среднем карбоне – ранней перми Верхоянья и региональная стратиграфическая схема // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20. № 5. С. 45-57.
3. Кутыгин Р.В., Килясов А.Н., Будников И.В. О древнейшей флоре верхнего палеозоя Верхоянья и возрасте былыкатской свиты // Отечественная геология. 2016. № 6. С. 73-80.
4. Кутыгин Р.В., Макошин В.И., Будников И.В., Перегудов Л.Г. Биостратиграфия ассельско-сакмарских отложений верховьев р. Соболах-Маян Орулганского хребта // Отечественная геология. 2018. № 5. С. 74-80.
5. Макошин В.И., Кутыгин Р.В. О выделении слоев с Jakutoproductus insignis в нижнепермских отложениях Западного Верхоянья // Вестник СВФУ. 2013. № 4. С. 31-34.
6. Макошин В.И., Кутыгин Р.В. Проблема корреляции ассельско-сакмарских отложений Верхоянья по брахиоподам // Мат. VII Всеросс. научно-практич. конф. Т. 2. Я.: Издат. дом СВФУ. 2017. С. 182-188.
7. Макошин В.И., Кутыгин Р.В. Зональная шкала ассельско-сакмарских отложений Верхоянья по брахиоподам // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2019. в печати
8. Мусалитин Л.А., Соломина Р.В. Разрезы каменноугольных и пермских отложений Орулганского хребта // Стратиграфия каменноугольных и пермских отложений Северного Верхоянья. Л.: Недра. 1970. С. 25–41.
9. Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России / СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 268 с.
10. Соломина Р.В. Некоторые раннепермские продуктиды Верхоянья и их стратиграфическое значение // Палеонтологический журнал. 1981. № 2. С. 71-81.
11. Соломина Р.В. Региональная стратиграфическая схема пермских отложений Верхоянья // Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири, часть II (средний и верхний палеозой), 1979 г. Л.: Ленинград. картограф. фабрика ВСЕГЕИ. 1982. С. 116-122, таблица 18.
12. Соломина Р.В. Биостратиграфическая схема пермских отложений Верхоянья // Отечественная геология. 1997. № 3. С. 37–43.
13. Соломина Р.В., Коробицын А.В., Мусалитин Л.А., Масюлис В.В. Выделение халданской и мегенской свит в Западном Верхоянье // Советская геология. 1973. № 2. С. 129-132.

СТРУКТУРЫ АЛДАНО-МАЙСКОГО ПРОГИБА ПО ДАННЫМ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ

Оболкин А.П.

Институт нефти и газа СО РАН, г. Якутск, a_obolkin@list.ru

Основные результаты сейсморазведочных исследований Алдано-Майского прогиба опубликованы в 2013 г. [1]. Отдельные черты строения прогиба освещены в материалах конференции [8]. Кроме стандартных методов интерпретации сейсморазведочных материалов использовалась сейсмостратиграфия (СС) [10]. По результатам исследований выделен ряд сейсмofациальных комплексов (СФК) различного генезиса. Ниже приводятся структурно-тектонические особенности строения прогиба, поверхности кристаллического фундамента, опираясь на материалы сейсморазведки, глубокого бурения, геологической съемки и научных публикаций [2-5,10-13].

Алдано-Майский прогиб осложняет северо-восточное замыкание Алданской антеклизы. Прогиб вытянут в широтном направлении, размеры составляют 750 x 300 км (рис. 1, 2). Осадочный чехол прогиба выполнен четырьмя структурно-тектоническими этапами (СТЭ): нижнепротерозойско-нижнерифейским (Н-Н), средне-верхнерифейским (С-В), вендкембрийским (ВК), мезозойским (М) залегающими на поверхности кристаллического фундамента входящим в архейско – нижнепротерозойский этаж (рис. 1) [2-5,11].

По рельефу фундамента в его составе выделяются Улкано-Кыллахская (ранее Усть-Майская) рифтовая зона (PR_1 , R_1), Батомго-Майский выступ фундамента и осложняющие их Алданская, Майская, Учурская и Улканская впадины (рис. 1).

Протяженность Улкано-Кыллахской рифтовой зоны по западной ветви составляет 750 км при ширине до 150 км. Наиболее погруженная часть установлена на юго-западном склоне Батомгско-Майского выступа, где по данным сейсморазведки глубина залегания кровли нижнерифейских отложений составляет от 6000 до 11000м. Сложена Н-Н СТЭ. Выявлены протяженные тектонические нарушения, прослеженные по бортам и в крест его простирания. Алданская впадина занимает всю северную часть прогиба. Выделяется в составе С-В СТЭ. Имеет размеры 500 x 300км, на востоке выведена Нелькано-Кыллаской надвиговой зоной на дневную

поверхность. В Верхояно-Колымской складчатой зоне скрыта палеозойскими и мезозойскими складчато-надвиговыми комплексами.

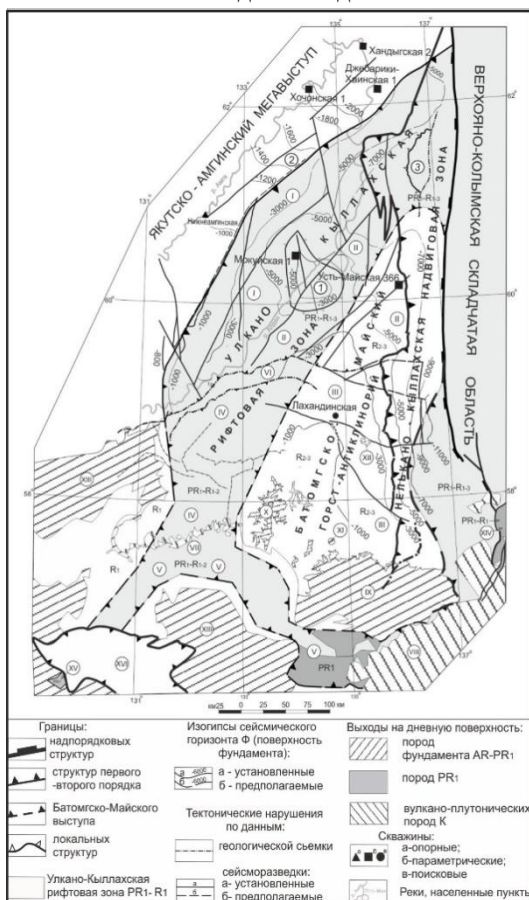


Рис. 1. Структуры осадочного чехла Алдано-Майского прогиба. I-Алданская моноклиналь. Впадины: II-Алданская; III-Майская; IV-Учурская; V- Улканская, VI-Дыгдинский вал. Вулкано-плутонические структуры : VII-Кет-Капский; VIII- Удско-Куйдусунский. Выступы кристаллического фундамента: IX- Батомский; X-Омнинский; XI-Кадарский; XII-Ингилийский; XIII-Учурский. XIV-Биялчанский тектонический блок. XV-Мевочанский авлакаген. XVI- Токкинская впадина. Локальные структуры: 1- Нижнемайская; 2- Куолумский вал; 3-Горностахская антиклиналь.

На юге Алданская впадина граничит через Дыгдинский вал с Майской и Учурской впадинами (рис.1). Дыгдинский вал вытянут в восток-северо-

восточном направлении вдоль ограничивающего его с севера Алдано-Майского разлома на 220 км. Он выражен цепочкой широких брахиантиклинальных складок в венд-кембрийских образованиях. По данным сейсморазведки вал представляет собой граничную структуру крупного тектонического блока, приподнятого относительно Алданской впадины [4]. Блок включает в себя все структуры южной части прогиба. Наряду с Майской локальной структурой и Батомго-Майским выступом блок проявляет сейсмоактивность в настоящее время.

Майская впадина сложена С-В СТЭ. Залегает на юго-восточном склоне Батомгско-Майского выступа. Имеет размеры 275х150км. На юго-западе в Билякчанском тектоническом блоке впадина перекрывает Н-Н СТЭ выделенный С.В. Нужновым как Юдомо-Майский эвгеосинклинальный прогиб [7]. Учурская впадина имеет размеры 250х100 км. Сложена нижнепротерозойскими и нижнерифейскими породами перекрытым денудированным С-В СТЭ. Учурская и Улканская впадины не изучены сейсморазведкой. По данным Дымович В. А. впадины разделены Кет-Капским вулcano-плутоническим комплексом мелового возраста [5].

К юго-западу и югу Улканская впадина по данным геологической съемки разделяется на две ветви юго-восточную и юго-западную [5, 11] (рис. 1). Радьков А.В. относит юго-западную ветвь Улканской впадины к Учурской [11]. Юго-восточная ветвь с ее вулcano-терригенным рифтогенным прогибом раннепротерозойского времени заложения сложена улканским и уянским осадочно-вулканогенными комплексами (рис. 1) [5]. Юго-западная ветвь Улканского выступа в отличие от Алданской и Учурской впадин имеет пологие склоны и сравнительно малую мощность осадочного чехла [11]. Раннепротерозойские отложения поярковской серии выявлены С.В. Нужновым в Давангра-Хунгдинском грабене [6].

Первоначально автором Батомгско-Майский выступ был выделен как Майский локальный выступ фундамента в северной, осевой части Алдано-Майского прогиба [2]. Дальнейшие исследования показали, что выступ является погребенным продолжением Омнинско-Батомгского выступа фундамента [3, 4] (рис 1). В плане выступ треугольной формы с протяженностью 425 км при ширине основания 225 км. Батомгско-Майский выступ относительно рифтовой зоны является горст-антиклинорием (рис 1). Антиклинорий моноκлинально погружается в восточном направлении, где на него наложены структуры Нелькано-Кыллахской надвиговой зоны.

К середине раннего рифея Улкано–Кыллахским рифтом, горст-антиклинорий был отделен от платформы Алданским, Учурским, Уянским прибрежно-морскими бассейнами. В средне и позднерифейское время горст был перекрыт прибрежно-морскими отложениями пассивной континентальной окраины. Он осложнен зонами диафоритов и локальных прогибов [4]. На бортах горста, и в рифтовой зоне, присутствуют СФК связываемые с проявлениями магматизма [3]. В конце венда по фронтальной зоне Нелькано-Кыллахской и погребенной части Предверхоянской надвиговых зон заложилась система сбросов и горизонтально-сдвиговых дислокаций.

В потенциальных полях рифтовая часть Алдано-Майского прогиба проявляется в виде полосы отсутствия по простирацию и контрастными в крест простираения рифта градиентами границ крупных блоков. Полученные данные свидетельствуют, что рифт относится к щелевым рифтам континентального типа.

Представляется, что раннепротерозойские образования Алданской, Улканской впадин и Билякчанского тектонического блока сформировались в единой структурной зоне с образованием трехлучевой системы трогов, и последующего формирования рифтовой зоны.

По указанным выше анонсам готовятся публикации.

Литература:

1. Берзин А.Г., Обошкин А.П., Севостьянов С.Ю., Ешошин А.А., Дьяконова В.А. Новые данные по геологии Алдано-Майского прогиба // Отечественная геология. 2011. № 6. С. 21-26.

2. Дьяконова В.А. Отчет о результатах сейсморазведочных работ на Алдано-Майской площади (Алдано-Майский объект) Алдано-Майская с/п №4/05-06. Я.: 2006. Фонды ЯГТ.*

3. Дьяконова В.А., Обошкин А.П. Отчет о результатах работ, выполненных по объекту: «Региональные сейсморазведочные работы в Аяно-Майском районе Хабаровского края (Юдомо-Майский объект)» выполненный в 2010-12гг. ФБУ «ТФГИ по Дальневосточному федеральному округу»*.

4. Дьяконова В.А. «Комплексные геофизические работы (сейсморазведка, электроразведка, гравиметрия, геохимия) в Аяно-Майском районе Хабаровского края (Юдомский объект)». 2014. ФБУ «ТФГИ по Дальневосточному федеральному округу»*

5. Дымович В. А., Васькин А. Ф., Опалихина Е. С., Кисляков С. Г. и др. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист О-53. Нелькан. Объясн. записка. СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ. 2012. 364 с. + 2 вкл.

6. Митрофанова Н. Н. и др. Легенда Алдано-Забайкальской серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1:1000000 (третье поколение). И.: 2009.

7. Нужнов С.В. Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы. М.: Наука. 1967. 176с.

8. Оболкин А.П., Севостьянов С.Ю., Григорьева Т.И., Дьяконова В.А., Фаррахов А.К. Строение и перспективы нефтегазосности малгинской и тоттнской свит керпильской серии среднего рифея Алдано-Майского прогиба по данным сейсморазведки. Черные сланцы: геология, литология, геохимия, значение для нефтегазового комплекса, перспективы использования как альтернативного углеводородного сырья: Мат. Всеросс. научно-практ. конференции. Я.: 2015. С.41-44.

9. Тектоника, динамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика». 2001. 750 с.

10. Пейтон Ч., Вейл П.Р., Грегори А.П., Митчем Р.М. мл., Шерифф Р. Сейсмическая стратиграфия. Использование при поисках и разведке нефти и газа. М.: МИР. 1982. (Т. 1). С. 375. (Т. 2) С.486.

11. Радьков А. В., Молчанов А. В., Терехов А. В., Беленко Е. В. и др. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-52. Томмот. Объясн. записка. СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ. 2016. 276 с. + 3 вкл.

12. Сафронов А.Ф. История нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции в краевых системах севера Тихоокеанского пояса. Автореф. дисс. д-ра геол.-мин. наук. М.: МГУ. 1987. 36 с.

13. Сафронов А.Ф. История развития осадочно-породных бассейнов востока Сибирской платформы. Актуальные вопросы геологии нефти и газа Сибирской платформы: сб. науч. ст. Я: Изд-во ЯФ СО РАН. 2004. С. 79-91.

ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИЕ РОИ БАЗИТОВЫХ ДАЕК АЛДАНСКОГО ЩИТА И ИХ ЗНАЧЕНИЕ В РУДНО- ПЕТРОЛОГИЧЕСКИХ ВОПРОСАХ

Округин А.В.¹, Эрнст Р.^{2,3}, Березкин В.И.¹, Попов Н.В.⁴

1 - Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г.

Якутск, okrugin@diamond.ysn.ru

2 - Dept. of Earth Sciences, Carleton University, Ottawa, Canada,

3 - Томский государственный университет, г. Томск,

*4 - Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН,
г. Новосибирск*

Комплексное изучение петролого-геохимических, геохронологических и рудно-минералогических аспектов базитового магматизма имеет важное значение для реконструкции истории развития и металлогении древних платформ [1, 2, 5, 7]. В данном сообщении мы приводим геохимические и возрастные данные по позднедокембрийским роям неметаморфизованных

базитовых даек Алданского щита, которые формировались во время длительного становления Сибирской платформы после консолидации древнего фундамента кратона, но перекрытых его фанерозойским чехлом.

Такие дайки широко развиты в пределах Алданского щита – северного Чаро-Алданского домена Алдано-Станового супертеррейна, включающего Западно-Алданский, Нимнырский, Сутамский, Учурский и Батомгский террейны, разделенных зонами тектонического меланжа (рис. 1). Дайки имеют длину от первых до 15 км и мощность от нескольких до 200-300 м и формируют пояса протяженностью до 200-500 км и шириною 20-50 км, пересекающие разные террейны. Рои В-СВ направления распространены на западной половине Алданского щита, где были выделены Ниректинский (НР), Олондинский (ОЛ), Удокано-Томмотский (УТ), и Каларо-Нимнырский (КН) пояса [3]. В средней части Алданского щита, кроме Тимптоно-Гынымского (ТГ) роя, выделяются Тимптоно-Алгамайский (ТА) и Эльконо-Гонамский (ЭГ) пояса СЗ простирания [4]. На востоке щита дайки маймаканского комплекса сгруппированы в Учуро-Уянское (УУ), Южно-Учурское (ЮУ) и Укиканское (У) поля дайковых роев [2].

Докембрийский возраст даек ранее подтверждалось К-Аг датировками 1050-1650 Ма пород [4], но позднее были получены валидные датировки U-Pb методом по циркону и бадделеиту [7], значения которых на схеме (см. рис. 1) помечены звездочкой (*). Возраст каларо-нимнырского СВ пояса (1869 Ма по дайке ТГ роя) близок таковому (1844 Ма) СВ роя даек Северного Прибайкалья, что позволяет предположить их сходную природу [1]. Датировки 1754-1759 Ма даек СЗ пояса ТА совпадают с возрастом ЮВ роев Анабарского выступа и СВ чайского роя Байкальского выступа. Предполагается, что эти рои в своих продолжениях имеют точку взаимного пересечения в районе нижнего течения р. Виллой, где находился центр Тимптонского плюма с возрастом 1758-1752 Ма [7].

Рассматриваемые дайки по составу, согласно Петрографическому кодексу России 2008 г., относятся базальтам (Б) и андезибазальтам (АБ), реже трахибазальтам (ТБ) и андезитам (А) (рис. 2). По минеральному и химическому составу породы даек разделяются на две группы: первую группу составляет дифференцированная серия от долеритов до диоритов, а вторую – долериты переходящие к трахидолеритам. Вторая группа пород отличается от первой повышенным содержанием TiO_2 (1,5-3,1%) и P_2O_5 (0,2-0,7%). Палеопротерозойские метадиабазы куранахского комплекса, слагающие дайки и силлы в Нижнеханинской грабен-синклинали [6] отличаются повышенной щелочностью и иным трендом изменения TiO_2 .

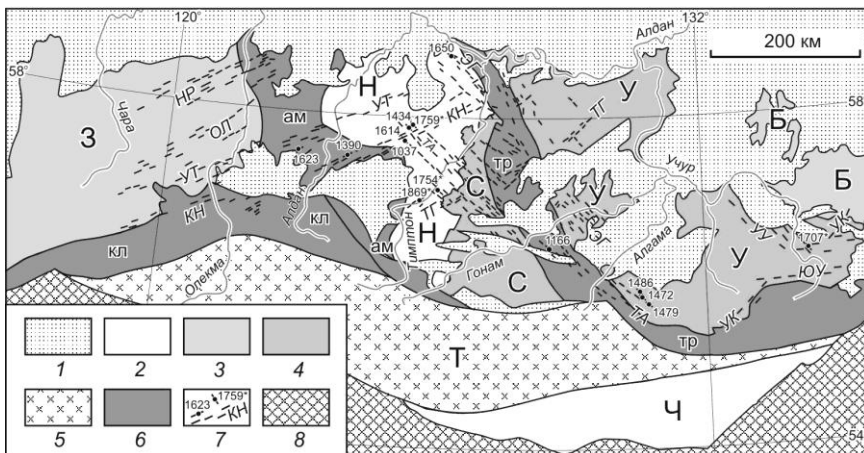


Рис. 1. Схема позднедевонских роев даек Алданского щита

1 – чехол Сибирской платформы; 2-5 – террейны Алдано-Станового щита по [6]: 2 – Нимнырский (Н) и Чогарский (Ч) гранулит-ортогнейсовые; 3 – Западно-Алданский (З) и Батомгский (Б) гранит-зеленокаменные; 4 – Сутамский (С) и Учурский (У) гранулит-парагнейсовые; 5 – Тындинский (Т) тоналит-трондьемит-гнейсовый; 6 – зоны тектонического меланжа (ам – Амгинская; кл – Каларская; тр – Тиркандинская); 7 – рои даек; 8 – складчатые комплексы Южной Сибири.

По спектру распределения элементов на спайдер-диаграмме титанистые базиты очень близки внутриплитным базальтам океанических островов, но отличаются от последних наличием хорошо выраженных отрицательных Th-U и Nb-Ta аномалий, а также положительным пиком Pb. Низко-Ti породы долерит-диоритового дифференцированного ряда (незалитые значки соединенные пунктиром) характеризуются низким уровнем фосфора и углублением Nb-Ta провала. Итак, можно предположить, как и многие исследователи [1, 2, 7], что источниками магмы для поздне-девонских роев даек Северо-Азиатского кратона были неистощенные внутриплитные базитовые расплавы плюмового типа. Остановка магмы в глубинных очагах могло привести к контаминации расплава коровым материалом, а также вызвать двоякое поведение Ti при фракционировании различных минералов, в том числе Ti-содержащих фаз.

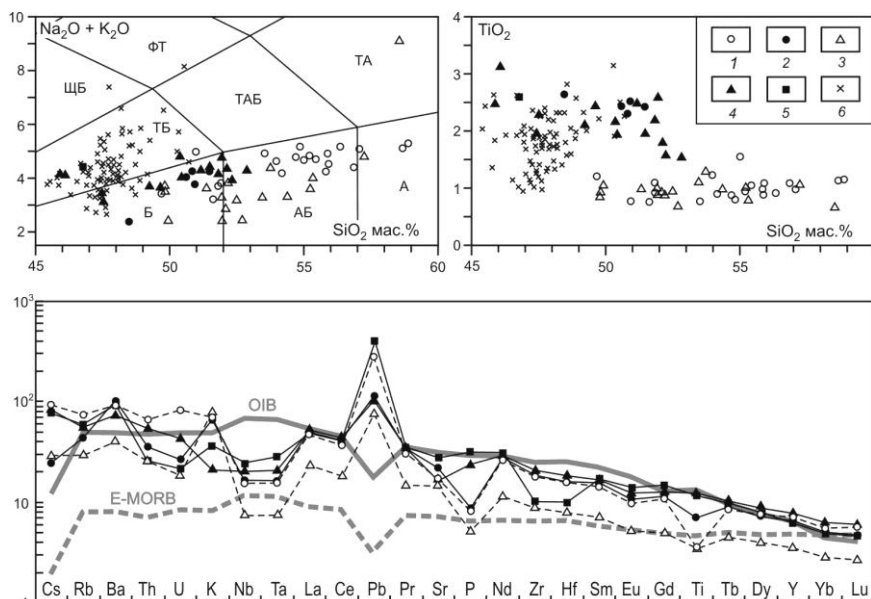


Рис. 2. Составы позднедевонских даек Алданского щита.

1 – дайки СВ направления, низко-Ti; 2 – то же, титанистые; 3 – дайки СЗ направления, низко-Ti; 4 – то же, титанистые; 5 – дайки Учуро-Уянского роя, титанистые [2]; 6 – метадиабазы куранахского комплекса [6]; спайдер-диаграмма, нормирована по примитивной мантии [8].

Внедрение больших масс плюмового базитового материала приводит к формированию крупных изверженных провинций, содержащих базит-ультрабазитовые комплексы. Они могут нести богатые месторождения платиновых металлов, Ni, Cu, Cr, редких элементов и др. В пределах Алдано-Станового щита известны россыпи с разными ассоциациями минералов платиновой группы без установленных коренных источников, что требует всестороннего изучения проблемы их поисков [5].

Работа выполнена в рамках НИР ИГАБМ СО РАН (№ 0381-2019-0003) и поддержке РФФИ (проект № 17-05-00390).

Литература:

1. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Эрнст Р. и др. Базитовый магматизм Сибирского кратона в протерозое: обзор основных этапов и их геодинамическая интерпретация // Геотектоника. 2012. № 4. С. 28-41.
2. Гурьянов В.А., Пересторонин А.Н., Диденко А.Н. и др. Базитовые дайки верхнего палеопротерозоя Улякано-Учурского района (восток Алдано-Станового щита) // Геотектоника. 2013. № 4. С. 47-60.

3. Миронюк Е. П., Любимов В. К., Магнушевский Э. Л. Геология западной части Алданского щита. М.: Недра. 1971. 236 с.
4. Округин А.В., Королева О.В., Березкин В.И. Характер рас-пространения и особенности состава рифейских базитов Алданского щита // Петрография на рубеже XXI века. Т. 1. Сыктывкар. 2000. С. 150-153.
5. Округин А.В., Якубович О.В., Эрнст Р., Дружинина Ж.Ю. Платиноносные россыпи Сибирской платформы // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2018. № 3. С. 36-52.
6. Смелов А.П., Березкин В.И., Тимофеев В.Ф. и др. Геологическое строение западной части Алдано-Станового щита и химические составы пород раннего докембрия (Южная Якутия). Якутск. 2009. 168 с.
7. Ernst R.E. Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V. et al. Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // Nature Geoscience. 2016. 6. p. 464-469.
8. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts // Magmatism in the Ocean Basins. 1989. V. 42. p. 313-345.

СОПОСТАВЛЕНИЕ РИФЕЙСКИХ И ВЕНД-НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ РАЗРЕЗОВ АНАБАРСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ И КОЛЫМО-ОМОЛОНСКОГО МАССИВА

Павлова К.А.

*Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск,
pavlova_kapitolina@mail.ru*

Главнейшими тектоническими структурами на территории Якутии являются Сибирская платформа и Верхояно-Чукотская складчатая область, принадлежащие к Восточно-Сибирскому палеоконтиненту.

Северо-восточную часть Сибирской платформы представляет Анабарская антеклиз. Восточнее от нее лежит Предверхоянский прогиб, который является границей между платформой и Верхояно-Чукотской складчатой области (ВКСО).

Верхояно-Колымская складчатая система (ВКСС) занимает западную часть ВКСО и расположена в междуречье Лены и Колымы. Она состоит из антиклинориев, синклинориев и срединных массивов. Последние рассматриваются как реликты древней Сибирской платформы.

Исследуемый регион охватывает весьма обширную территорию, которая имеет очень сложное и малоизученное тектоническое строение.

Практически все исследователи соглашались с мнением, что выступы Омолонского и Охотского массивов ВКСС архейского возраста. Следовательно, Сибирская платформа и Верхояно-Чукотская складчатая область имеют в основании гетерогенный по возрасту, составу и условиям формирования дорифейский метаморфический фундамент. Образование покровно-чешуйчатых и складчатых структур, гранитообразование и метаморфизм привели в дальнейшем к формированию здесь общего Восточно-Сибирского палеоконтинента.

На северо-востоке Сибирской платформы и Верхояно-Колымской системе в рифее формировались платформенные (плитные) и рифтогенные типы тектонических структур, в пределах которых выделяются различные по составу и строению структурно-формационные комплексы.

На севере Западной Якутии терригенно-карбонатные отложения рифея, несущие в себе следы активных вулканических процессов, развиты преимущественно в северной части Анабарской антеклизе. Они с угловым и стратиграфическим несогласием залегают на размытой поверхности фундамента. По данным бурения и геофизики, на южном склоне Анабарской антеклизы установлено отсутствие рифея [2].

На востоке Якутии рифейские карбонатные и терригенные отложения пользуются сравнительно широким распространением в пределах Приколымской и Уяндинской зон, где они несогласно залегают на метаморфических толщах нижнего протерозоя. Нижнерифейские осадочные образования здесь не обнаружены [1].

На восточном крыле Приколымского поднятия установлены рифейские магматические образования.

В Момской зоне известны только верхнерифейские образования, обнаруженные в бассейне р. Рассохи, а также на левобережье р. Булгут. Сложены они массивными желтыми и красными строматолитовыми доломитами. Видимая мощность рифея достигает 500 м [3].

Анализ схемы изопахит показывает, что рифейские толщи накапливались в узких прогибах рифтогенного (авлакогенного) типа, ограниченных разломами. На Сибирской платформе это сбросы, а в Верхояно-Колымской складчатой области преобладают взбросы, сдвиги и надвиги.

Дислоцированность рифейских толщ на северо-востоке Сибирской платформы в значительной степени определяется их современным структурным положением. На склонах выступов отмечается их пологое моноклиналиное залегание с малым углом падения.

За пределами древней платформы на территории Верхояно-Колымской складчатой системы крупные рифтогенные депрессии имеют более сложное строение. Для данного региона в его современном виде характерны чешуйчато-надвиговые деформации рифейских отложений.

В рифее территории Сибирской платформы и Верхояно-Чукотской складчатой области составляли единую плиту, на которой господствовал одинаковый тектонический режим, сформировавший платформенные и рифтовые структуры. Образование последних связано с импульсами сводообразования и горизонтального растяжения континентальной коры.

Стратиграфически выше рифейских отложений на Сибирской платформе и в Верхояно-Чукотской области лежат венд-нижнепалеозойские образования, которые характеризуются двумя особенностями: во-первых, преобладанием карбонатных формаций, во-вторых, их чрезвычайно широким площадным распространением.

В разрезе каледонского мегакомплекса выделяются два структурных яруса: венд-среднекембрийский и верхнекембрийско-силурийский. Нижний ярус, имеющий сложное гетерогенное строение, был сформирован на всей площади древней плиты в платформенных условиях. Венд-кембрийские сходные с платформенными карбонатные толщи, по всей вероятности, были развиты и на всей территории современной Верхояно-Чукотской складчатой области. В верхнем ярусе отложения плитного типа на Сибирской платформе и во внутренних частях срединных массивов Верхояно-Чукотской области сменяются по латерали миогеосинклинальными образованиями.

На Анабарской антеклизе в основном развиты отложения венда и кембрия, породы ордовика и силура встречаются фрагментарно. Здесь вендские формации отражают начало трангрессивного этапа седиментации, ниже-среднекембрийские толщи – максимум трангрессии, а верхнекембрийские-силурийские соответствуют регрессивному этапу.

Мощность комплекса уменьшается с юга на север от 3 км до 1 км [2]. В Верхояно-Чукотской области в разрезе венд-нижнепалеозойского мегакомплекса, так же, как и на Сибирской платформе, выделяется два структурных яруса: нижний и верхний.

В чехле Колымо-Омолонского массива могут быть обособлены известняково-доломитовая (венд) и пестроцветная терригенно-карбонатная (нижний кембрий) формации. На северной окраине Колымского массива вендские и кембрийские отложения пока достоверно не установлены.

В центральной части Алазейского поднятия к известняково-доломитовой формации венда отнесена 200-метровая пачка карбонатных пород, содержащая онколиты юдомского облика [1].

Основная часть ордовикско-нижнесилурийских разрезов Омудевской и других соседних подзон сложена флишевыми терригенными и терригенно-карбонатными формациями.

Верхнесилурийские отложения, сформированные в мелководных условиях, выделяются в Моно-Тас-Хаяхтахской зоне. Широко развитая доломитовая формация сложена преимущественно разномеристыми доломитами разной окраски.

Магматизм комплекса на северо-востоке Сибирской платформы и Верхояно-Колымской складчатой системы носит характер, подобный предшествующим рифейским этапам магматической активации, связанным с рифтогенезом.

На территории северо-востока Якутии складки и разрывы, сформированные на венд-раннепалеозойском этапе развития, не установлены. Образования этого возраста со стратиграфическим несогласием параллельно залегают на подстилающих рифейских толщах. В центральных частях Колымского и Олонского массивов породы мегакомплекса погружены на большие глубины, где они, по-видимому, интенсивно метаморфизованы в последующие тектонические эпохи. В окраинных горст-антиклинариях венд-нижнепалеозойские отложения совместно с подстилающими и перекрывающими их образованиями смяты в сложные складки, часто осложненные разрывами.

Таким образом, в рифее и венде-раннем палеозое Сибирская платформа и структуры Верхояно-Чукотской области входили в состав крупного Восточно-Сибирского континента, сформированного еще в раннем протерозое. В венд-нижнепалеозойское время в разных его частях установилось только два типа тектонических структур: платформенный и троговый (миogeосинклинальный). Сохранившиеся крупные фрагменты субплатформенного строения перспективны на нефть и газ.

Литература:

1. Гусев Г.С., Петров А.Ф., Фрадкин Г.С. Структура и эволюция земной коры Якутии. М.: Наука. 1985. -248 с.
2. Павлова К.А. Новые геологические построения на территории Анабарской антеклизы // Мат. VIII Всеросс. научно-практич. конф. Т. I. Я.: Издат. дом СВФУ. 2018. С. 135-138.
3. Тектоника, магматические и метаморфические комплексы Колымо-Олонского массива. М.: Наука. 1981. 360 с.

НАВЕДЁННАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ, ГОРНОТЕКТОНИЧЕСКИЕ УДАРЫ И ПОДЗЕМНАЯ ДОБЫЧА ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Петров А.Ф., Шibaев С.В., Козьмин Б.М., Тимиршин К.В.,
Пересыпкин Д.М.

ЯФ ФИЦ ЕГС РАН, г. Якутск, shibaev@emsd.ysn.ru

На территории Якутии, с развитием подземной добычи угля, алмазов, а также нефти и газа, возник новый класс опасных сейсмических процессов и явлений в виде горных ударов, роевых потоковых сейсмических событий: землетрясений низкого энергетического класса и триггерной сейсмичности. Триггерные явления возникают в земной коре в результате колебания напряжений в техногенных или естественных геофизических полях (гравитационные приливы в твёрдой Земле, изменение уровня электромагнитного поля, атмосферного давления, различная скорость вращения Земли, влияние сильных землетрясений, природный и техногенный сейсмический фон и др.) и в силу большого числа повторяющихся событий, способны вызывать ощутимые разрушительные воздействия на земную кору, подземные объекты, селитебные и промышленные сооружения. Несмотря на малый энергетический класс этих землетрясений, небольшая глубина их гипоцентров обуславливает достаточно высокое воздействие на окружающее пространство.

Для формирования техногенных землетрясений при ведении горных работ необходим высокий уровень горизонтальных тектонических напряжений в массиве пород, определяемый соответствующей тектонофизической обстановкой (например наличием участков с большими градиентами скоростей новейших тектонических движений, зон разломов, надвигов, сбросов), наличие хрупких высокопрочных пород с тектоническими неоднородностями в пределах зоны разработки, благоприятные гео-морфологические условия, наличие крупномасштабной разработки (площадь выемки, глубина разработки, объем извлекаемой и перемещаемой горной массы), взрывное воздействие при проходке выработок, отбойке руды, динамическое (вибрационное) воздействие от работы механизмов, наличие водных горизонтов. Эти факты приводят к нарушению существовавших геодинамических напряжений естественных физических полей в горных породах. Адаптация к новому напряженному состоянию сопровождается возникновением слабых землетрясений, а в

тектонически активных районах возможны умеренные и даже сильные сейсмические события. Впервые явления такого рода были зарегистрированы в средние века и в наше время особенно интенсивно проявлялись в Кузбассе, Донбассе, на Кольском полуострове, в Якутии, Казахстане и других регионах. Проводимые на угольных разрезах, Южной Якутии крупные промышленные взрывы также представляют самостоятельный фактор сейсмического риска. Воздействие их на состояние вмещающей геологической среды двояко. С одной стороны, они несут импульс силового и отчасти – разрушительного воздействия на подземные выработки, инициируют их обрушения, а так же развитие тектонических подвижек по наиболее ослабленным разломам и зонам дробления пород, приводящим к прорыву в шахты грунтовых вод и возникновению аварий. Кроме того, они являются ощутимым фактором сотрясательного воздействия на массив, обеспечивающим усиление, либо существенное снижение рисков проявления триггерных и более крупных сейсмических событий, и разрушений. Фиксация и изучение влияния воздействий сейсмических событий малого класса на территориях функционирования объектов подземной добычи полезных ископаемых является актуальным и осуществляется сейсмическим мониторингом и инструментальным контролем развития форм геомеханических сотрясений горной массы в процессе подземной добычи полезного ископаемого [1, 2, 3].

Примером воздействия землетрясения на горную массу может быть событие, произошедшее на Денисовской угольной шахте в Южной Якутии 28 ноября 2018 года. Там, в 15 часов 58 минут произошло обрушение горной породы, в результате которого погиб один горняк. По данным ЯФ ФИЦ ЕГС РАН, 28 ноября, в 13.43.53 – местного времени был произведён взрыв на Нерюнгринском угольном карьере, а в 14.04.06 местного времени в Южной Якутии, произошло землетрясение. Гипоцентр взрыва зафиксирован на поверхности земли, землетрясения- на глубине 15км. Непосредственное влияние этих событий на аварию в шахте «Денисовская» до настоящего времени не изучалось, но исключать такое явление нельзя.

Сейсмические воздействия провоцируют в шахтах прорывы воды и разжиженных водой глин, однако эти явления до настоящего времени не поддаются прогнозу и управлению. Как правило, этим прорывам предшествует стадия формирования аккумулятивных полостей - зон трещиноватости и разломов, скрытых ресурсных источников воды и глиносодержащих материалов, активизирующихся под действием энергии

неравновесных гидродинамических и геодинамических процессов. Геодинамическое сжатие этих полостей в грунте (особенно при наличии колебаний и вибрации массива) приводит к мгновенному прорыву в пространство подземных горных выработок. В качестве защиты подземных выработок от этого явления используется барраж – гидроизоляция приконтурной части массива вокруг выработок, сдерживающая гидравлическое давление внешних жидких и разжиженных сред [4, 5, 6, 7].

Сейсмический мониторинг обеспечивает непрерывные сейсмологические наблюдения за развитием геодинамических и микросейсмических процессов на территории горного отвода и во вмещающей геологической среде, а также техногенных явлений – горно-тектонических ударов, просадок кровли лавы и всех сопутствующих им динамических форм разрушения массива при осуществлении подземной добычи. Возможности сейсмического мониторинга, как инструмента контроля состояния горного массива, весьма обширны и в наибольшей степени стимулируют развитие интеграционных направлений в развитии многофункциональных систем. Предоставляемое сейсмическими системами качество информации на сегодняшний день достигает относительного уровня современных знаний о природе сейсмических процессов в горной среде, поэтому перспективы совершенствования этих методов во многом связываются с более глубоким изучением сейсмических процессов и закономерностей их формирования. В настоящее время в горнодобывающей отрасли имеется обширная практика построения сейсмологических систем горного мониторинга, хорошо зарекомендовавшая себя в угольных бассейнах нашей и других стран. Наличие и уровень технического оснащения этих систем представляет собой неотъемлемый стандарт безопасного освоения недр в ведущих горнодобывающих странах Мира. Богатый опыт создания и эксплуатации таких систем накоплен на отечественных горнодобывающих объектах Воркуты, Кизила, Перми, Норильска, Апатитов, Кузбасса и др. При их создании используется аппаратура как отечественных, так и зарубежных производителей.

Целью создания горного сейсмологического мониторинга в Якутии является обеспечение непрерывных наблюдений за развитием геодинамических, сейсмических и микросейсмических процессов на территориях горнодобывающих предприятий. Энергетический класс регистрируемых сейсмических событий от $K \geq 6$ и выше зависит от

плотности сети датчиков. Частотный диапазон регистрируемых сигналов от 0,01 до 20 Гц.

Типовыми задачами контроля безопасного состояния горного массив, а также урбанизированных территорий, являются:

- выявление негативного влияния прохождения волн транзитных землетрясений на состояние горной среды, подземных и наземных сооружений;

- изучение состояния сейсмической и геодинамической активности смежных шахтных полей;

- оценка влияния на горный массив землетрясений, геодинамических напряжений в зонах сейсмической активизации, зонах ВОЗ;

- регистрация триггерных и техногенных землетрясений, горных ударов, взрывов, геомеханических сотрясений.

Выполнение вышеперечисленных задач должно осуществляться сетью сейсмических станций, которыми:

- контролируется характер влияния транзитных и других типов землетрясений и массовых взрывов на безопасное состояние подземных выработок и наземных построек.

- при расследовании аварий геодинамической природы правительственным органам предоставляется информация о наличии провоцирующего влияния природных факторов в их проявлении (например, предшествующих им сейсмических или геодинамических явлений).

- обеспечивается возможность включения получаемых данных в общую базу данных сейсмической сети ФИЦ ЕГС РАН;

- вывод сейсмических данных в единый центр сбора и обработки информации, МЧС и горному диспетчеру;

- обеспечение регистрации потока сейсмических данных в режиме реального времени;

Обязательное проведение сейсмологического мониторинга сетью сейсмических станций на территориях с подземной добычей полезных ископаемых обосновано в действующих нормативных документах: [1,2,3].

Для бесперебойного функционирования сейсмической сети необходимо обеспечить сеть электроснабжением, связью, подъездными путями, квалифицированным техническим обслуживанием и сохранностью аппаратуры.

Литература:

1.Руководство по геодинамическим наблюдениям и исследованиям для объектов топливно-энергетического комплекса. Минтопэнерго. НСК-17. 1998.

2. Правила безопасности в угольных шахтах. Приказ ФСЭТАН от 19.11.2013г. № 550.
3. Требования к мониторингу месторождений твёрдых полезных ископаемых. Минприродресурс РФ. 4. 08. 2000 г.
4. Левчиков А.В. Горно-тектонические удары на Левозёрском редкометалльном месторождении. // Вестник МГТУ. Т. 11. 1983. № 3. С. 385–392.
5. Козырев А.А., Панин В.И., Савченко С.Н. Геомеханические исследования при ведении горных работ на Кольском полуострове. Труды Горного института КНЦ РАН. 2000. с.140.
6. Колосова Е.А., Лукк А.А., Серова О.А., Сидорин А.Я. Природные и техногенные источники триггерной активности и сейсмического шума. //Наука и технические разработки, 2015, Т. 94, № 4. С. 30–43.
7. Адушин В. В. Сейсмичность взрывных работ на территории Европейской части России. // Физика Земли. № 2. 2013. С. 110–130.

ВОЗРАСТ ГРАНОДИОРИТОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БАЛЫГЫЧАНО-СУГОЙСКОГО ПРОГИБА

Петрова М.Н., Петров С.Ю.

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им.
А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург, Marina_Petrova@vsegei.ru*

Балыгычано-Сугойский прогиб – крупная региональная линейная структура субмеридионального простирания, расположенная в междуречье рек Балыгычана и Сугоя - крупных правых притоков Колымы. В структурном плане мезозойд является структурой дискордантной к ОЧВП и относится к Охотскому сектору внешней зоны пояса [1]. Он пересекает Сугойский синклиниорий и на северном фланге наложен на восточное крыло Приколымского поднятия (рис. 1). На юге прогиб тесно смыкается с ОЧВП.

В южной части прогиба выделяется Омсукчанская впадина [3]. К этой структуре приурочены многочисленные месторождения и рудопроявления различных типов, наиболее крупное, из которых- Дукач. Северная часть прогиба - Нягаиская впадина (мульда) [3] изучена в значительно меньшей степени. Интрузивные образования, приуроченные к этой структуре, не охарактеризованы геохимически, их возраст определялся К-Аг методом как правило по валовому составу [2, 4].

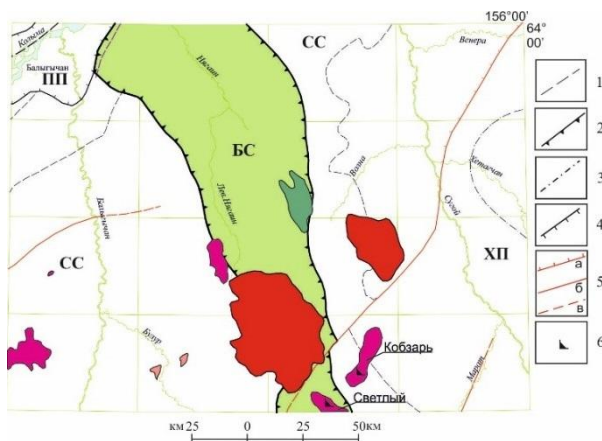


Рис.1. Схема тектонического районирования по [3], упрощено. 1 – границы структур: Сугойского синклиория (СС); Хетагчанского (ХП) и Приколымского (ПП) поднятий, БС – Балыгычано-Сугойского прогиба; 2 – Нягаинская мулда; 3 – Правохетагчанская антиклиналь; 4 – Устьбалыгычанская впадина; 5 – разрывные нарушения: надвиги (а), неясной кинематики прослеженные (б), предполагаемые (в); 6 – места отбора проб для определения возраста.

Плутоны диорит-гранодиоритового состава сосредоточены в южной части Нягаинской мулды. Образуют массивы Кобзарь, Светлинский и Нягаинский, которые интродуцируют складчатые образования верхоянского комплекса и в разной степени деформированные раннемеловые вулканические формации. Массивы объединены в быстринский ранне-поздне-меловой плутоновый комплекс [2]. В тоже время, на ГК - 200/2 Светлинский массив отнесен к поздне-меловому наяханскому комплексу [4].

Изучение упомянутых массивов позволяет говорить о схожести их состава и строения. В магнитном поле они выделяются в виде изометричных высокоинтенсивных (200-2000 нТл) положительных аномалий. В центральных частях массивов, гранодиориты преимущественно среднезернистые, в зонах эндоконтакта часто приобретают порфировидный облик. Выделяются пироксен-роговообманковые, биотит-роговообманковые и существенно роговообманковые разности, характерной особенностью являются широкие вариации содержания темноцветных минералов от 1-2 до 20 %.

Породы нормального ряда с щелочностью натриевого и калиево-натриевого типа, высоко- и весьма высокоглиноземистые (индекс глиноземистости $1 < ASI < 2$). По содержаниям K_2O относятся к

высококаалиевой известково-щелочной, в меньшей степени известково-щелочной сериям. Содержания SiO_2 колеблется в пределах от 51,2–68,4%.

Распределение РЗЭ в гранодиоритах различных массивов позволяет предполагать их единый источник. Для пород характерны фракционированные хондрит-нормализованные распределения РЗЭ, обогащенные в легкой и обедненные в тяжелой части спектра ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 10,24\text{--}20,56$); Eu-аномалия при этом не выражена. Спайдер-диаграммы в целом характеризуют обогащение крупно ионными литофилами относительно высоkozарядных, максимумы К, Ва, Th, минимум Sr (рис. 2 а, б).

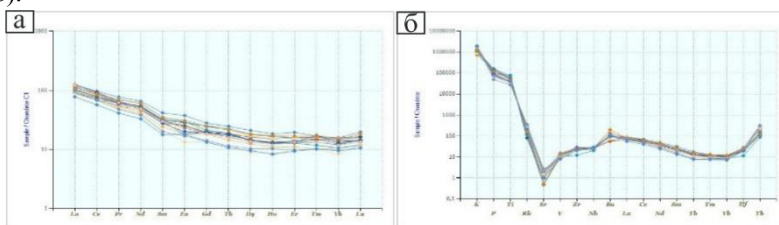


Рис. 2. а – распределения РЗЭ; б – спайдер-диаграмма для гранодиоритов, нормированные на хондрит (а – Sun & McDonough, 1989; б-Thompson, 1982).

Для определения возраста U-Pb методом по цирконам опробованы гранодиориты из массивов Кобзарь и Светлый, расположенных в верховьях рек Волна и Шермен – левых притоков р. Сугой (рис. 1). Исследования проводились на вторично-ионном микрозонде SIMS SHRIMP-II (ВСЕГЕИ) (табл.1). Все продатированные цирконы однородны, без существенного воздействия вторичных процессов на U-Pb изотопную систему, практически все полученные значения возраста конкордантны (рис 3 а, б).

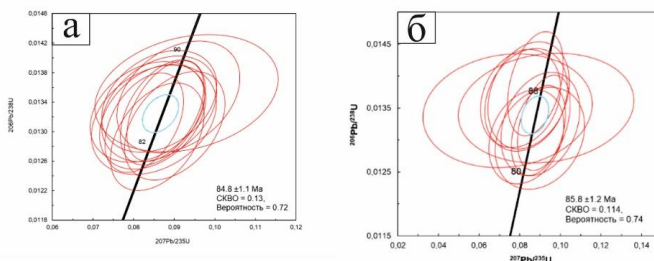


Рис. 3 а, б. U-Pb диаграмма с конкордией для проанализированных цирконов. Эллипсы фигуративных точек соответствуют погрешности 2σ .

Таблица 1

Результаты локальных изотопных анализов цирконов

Точка	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U, г/г	Th, г/г	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, г/г	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, млн лет
массив Кобзарь (проба 8605/1) 63° 26' 7"с.ш. 155° 15' 37" в.д.												
1.1	0	270	126	0,48	3,03	76,4	2,3	0,0499	5,1	0,0901	5,6	83,8 ±1,9
2.1	0,34	303	166	0,57	3,44	76	2,3	0,0468	7,1	0,085	7,4	84,3 ±1,9
3.1	0,39	252	112	0,46	2,93	74,3	2,3	0,049	6,4	0,091	6,8	86,2 ±2
4.1	0,41	483	235	0,5	5,58	74,6	2,1	0,0467	6,3	0,0863	6,7	85,9 ±1,8
5.1	0	288	115	0,41	3,2	77,3	2,3	0,0481	5,1	0,0858	5,5	82,8 ±1,9
6.1	0	354	188	0,55	4,04	75,4	2,2	0,0477	4,4	0,0872	4,9	84,9 ±1,9
7.1	0,53	558	171	0,32	6,4	75,3	2,1	0,0456	6,6	0,0834	6,9	85 ±1,8
8.1	0,32	324	143	0,46	3,69	75,7	2,2	0,0465	5,8	0,0847	6,3	84,6 ±1,9
9.1	0,15	612	402	0,68	6,91	76,2	2,1	0,0456	4,4	0,0826	4,8	84,1 ±1,7
10.1	0,59	269	137	0,53	3,14	73,9	2,4	0,0499	9,6	0,093	9,9	86,6 ±2,1
11.1	0,4	341	145	0,44	3,91	75,1	2,2	0,047	6,3	0,0863	6,7	85,3 ±1,9
12.1	0,18	589	184	0,32	6,73	75,3	2,1	0,048	3,9	0,0878	4,4	85 ±1,8
массив Светлый (проба 8608/16) 63° 20' 35"с.ш. 155° 12' 12" в.д.												
1.1	0,76	194	115	0,61	2,18	76,8	2,5	0,0501	9,8	0,0899	10	83,4 ±2
10.1	0,65	320	224	0,73	3,61	76,6	2,3	0,0462	8,9	0,0832	9,1	83,6 ±1,9
4.1	0,36	395	251	0,66	4,48	76	2,2	0,0492	5,7	0,0892	6,1	84,2 ±1,8
6.1	0,56	179	107	0,62	2,05	75,5	2,5	0,0493	8,4	0,0901	8,8	84,9 ±2,1
2.1	0	256	161	0,65	2,92	75,3	2,3	0,0502	5,3	0,0918	5,8	85 ±2
3.1	1,69	172	95	0,57	2,02	74,3	2,7	0,0397	23	0,074	23	86,2 ±2,3
12.1	2,56	237	143	0,62	2,82	74,1	2,6	0,0498	19	0,093	19	86,5 ±2,2
8.1	0,7	203	116	0,59	2,4	73,3	2,4	0,0442	9,8	0,0831	10	87,3 ±2,1
7.1	0,76	265	165	0,65	3,13	73,3	2,3	0,0427	10	0,0803	10	87,4 ±2
9.1	0,56	175	85	0,5	2,07	73	2,5	0,0446	9,4	0,0843	9,7	87,7 ±2,2
11.1	0	211	126	0,61	2,52	72,1	2,4	0,0459	5,9	0,0877	6,4	88,8 ±2,1
5.1	0,41	533	367	0,71	7	65,6	2,2	0,0464	5,5	0,0975	5,9	97,5 ±2,2
Ошибки – на уровне 1σ. Погрешность в калибровке стандарта 0.47%. Pb _c и Pb* -нерадиоогенный и радиоогенный свинец, соответственно.												

Таким образом, по результатам U-Pb датирования по цирконам, возраст массивов Кобзарь и Светлинский составляет 84.8±1.1 и 85.8±1.2 Ма соответственно. И соответствует границе коньякского и сантонского ярусов позднего мела.

Литература:

1. Белый В.Ф. Геология Охотско-Чукотского пояса. М.: СВКНИИ ДВО РАН. 1994. 76 с.
2. Кузнецов В.М. и др. Государственная геологическая карта РФ. Лист Р-56. Сеймчан. СПб.: ВСЕГЕИ. 2008.

3. Кузнецов В.М., Ливач А.Э. Строение и металлогеническое районирование Балыгычано-Сугойского прогиба // Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России. М.: СВКНИИ ДВО РАН. 2005. С. 156-177.

4. Ливач А.Э. и др. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200000 Издание второе. Лист Р-56-ХII. СПб. 2000. 208 с.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА, СТРОЕНИЯ И УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕРХОВ СРЕДНЕЙ – ВЕРХНЕЙ ЮРЫ НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ РЕКИ АНАБАР

Попов А.Ю., Никитенко Б.Л.

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО
РАН, г. Новосибирск, PopovAY@ipgg.sbras.ru*

Геологические исследования арктических районов Средней Сибири в настоящее время вызывают интерес нефтедобывающих компаний. В связи с отсутствием геологического материала в акваториальной части Лаптево морского бассейна весьма актуальным остается изучение особенностей геологического строения естественных выходов пород на его материковом и островном обрамлении. Одним из интересных объектов являются бат–оксфордские алеврито-песчаные отложения, подстилающие регионально развитую преимущественно алеврито-глинистую волжскую толщу. В работе приведены результаты литолого-фациального анализа серии разрезов бата–оксфорда нижнего течения р. Анабар (на протяжении 20 км), формировавшихся на рубеже двух крупных этапов юрского периода. Разрезы не раз привлекали внимание специалистов [1, 2, 3, 4, 5, 10 и др]. Согласно, схеме фациального районирования верхней части бата – верхней юры [6] территория исследований расположена в Анабарском фациальном районе, а отложения соответствуют верхней части юрiongтумусской и содыемиханской свитам.

Верхюрiongтумусской свиты (14–15 м) (бат [7]) сложены преимущественно песчаником/песком среднезернистым с полого косой и троговой слоистостью, с растительным детритом, крупными кальцитовыми конкрециями и кальцитизированными горизонтами. Встречаются прослои микритовых известняков. В южном разрезе (А7) развиты глинистые прослои, вплоть до уровней переслаивания. Для северного разреза (А9) характерны обильный разноразмерный растительный детрит, линзы с галькой, уровни интрокластических

брекчий. По данным литолого-фациального анализа рассмотренные отложения формировались преимущественно в обстановках нижнего пляжа и в обстановках верхней части предфронтальной зоны пляжа. Особенности строения северных разрезов говорят о расположении их вблизи речной дельты, поставившей обилие растительного материала и значительно опреснявшей близлежащие воды бассейна.

В основании залегающей выше содыемиханской свиты [6] отмечаются гравийные линзы, скопления небольшой гальки. Нижние 1–1,5 м (верхи бата) сложены алевролитами/алевроитами послойно глинистыми с обильным растительным детритом. Литологические, тафономические и микропалеонтологические особенности отложений позволяют предположить их формирование в обстановках близких к базису нормальных волн. На границе бата – начале келловей в изученных разрезах формируются линзовидные «мусорные» пласты (до 0,7 м), представленные плохо сортированными алевроито-песчаными глинистыми породами, содержащими гравийные и мелкогалечные зерна, оолиты и бобовины шамозита, фосфатизированные фрагменты, растительный детрит, фаунистические остатки разной степени сохранности.

Келловей–оксфордская толща крайне изменчива по латерали, что в значительной степени обуславливается эвстатическими изменениями уровня Мирового океана [7, 9, 11]. В южном разрезе (А7) этому интервалу соответствует алевроито-песчаная ожелезненная порода с рострами белемнитов (1 м). В северном (А9)–алевроито-песчаная пачка (8,5 м) с мелкой косою слоистостью, растительным детритом, мелкой галькой, фаунистическими остатками. По данным литолого-фациального анализа отложения формировались в прибрежно-морских условиях с активной гидродинамикой, большим количеством поступающего алевроито-песчаного материала и растительных фрагментов – обстановки авандельты (фронта дельты).

В разрезе несколько южнее А9 (ОК2) келловей–оксфордская часть имеет схожие общие литологические черты. Нижний 1 м сложен алевроито-песчаной послойно глинистой породой с мелкой галькой, растительным детритом, остатками двустворок и аммонитов. Выше (3 м) появляются более крупнозернистые прослои, слабо проявлена пологокосая слоистость, отмечаются растительный и раковинный детрит. Присутствуют углисто-глинистые линзы, нарушенные горизонтальными следами илоедов. В верхней половине встречаются ихнофоссилии *Skolithos*. Формирование описанных отложений происходило в обстановках дельтового комплекса. В следующих 2,3 м обнажения происходит увеличением доли глинистых

линзочек, присутствуют аммониты и двустворки. Вышеописанные отложения могли формироваться в обстановках переходной от фронта дельты к проделте.

Во всех изученных разрезах алеврито-песчаные толщи оксфордас размывом перекрываются пачкой (0,3–0,6 м) темных ожелезненных алевролитов/алевроитов песчаных с множеством карбонатно-фосфатных конкреций в подошве. Пачка является базальной для существенно глинистой буолкалахской свиты киммеридж–волжского возраста [6] и фиксирует начало обширной трансгрессии, происходившей в конце позднего оксфорда – начале раннего киммериджа.

Сравнительный анализ лито-фациальных особенностей верхов юронтгумусской и содыемихинской свит показал, что первая (бат) имеет в целом схожие черты и формировалась в обстановках нижнего пляжа, верхней части предфронтальной зоны пляжа. Содыемихинская свита (? верхи бата–оксфорд) отличается значительной литолого-фациальной изменчивостью на достаточно небольшом (20 км) отрезке. Особенности литологического строения северных разрезов говорят о вероятном существовании в этот период дельтового комплекса. В южной части района исследования (от устья р. Средняя до устья р. Половинная) наблюдается практически полное выпадение этого интервала.

Петрографическое изучение пород верхов юронтгумусской и содыемихинской свит показало, что алеврито-песчаные породы относятся преимущественно к литокластито-полевошпатово-кварцевому типу (по Ю.П. Казанскому [8]). В «мусорных» прослоях значительно повышается доля обломков пород. Для изученных отложений характерно преобладание калиевых разновидностей полевых шпатов, среди плагиоклазов распространены кислые разновидности. Обломки пород представлены преимущественно эффузивами кислого и среднего составов, присутствуют кремнистые и глинистые породы, отмечается достаточное количество хлоритизированных обломков, редкие обломки известняков. Присутствует слюда (в среднем 2–5%), представленная биотитом, в меньшей степени мусковитом. Встречается обломочный хлорит.

В разной степени развит глинистый и карбонатный цемент. Основная часть толщи слабо сцементирована. Постоянно отмечается гумусовое и сапропелевое органическое вещество, доля которого составляет в среднем первые проценты. По растительным фрагментам и в виде мелких конкреционных образований развивается редкий пирит. Среди акцессорных минералов, часто концентрирующихся послойно,

преобладают циркон, минералы эпидот-цоизитовой группы, сфен. Реже встречаются роговая обманка, гранат, апатит.

Минерально-петрографические особенности изученных отложений указывают на в целом унаследованный характер источников сноса при формировании свит и незначительное их удаление. Наблюдаемое некоторое увеличение вверх по разрезу соотношения кварца и полевых шпатов связано, вероятно, с постепенным возрастанием гидродинамической активности при формировании толщи и механической дифференциации породообразующих компонентов.

Работа выполнена при поддержке проекта РНФ № 18-17-00038.

Литература:

1. Каплан М.Е. Литология морских мезозойских отложений севера Восточной Сибири. Л.: Недра. 1976. 229 с.
2. Каплан М.Е., Меледина С.В., Шурыгин Б.Н. Келловейские моря Северной Сибири (условия осадконакопления и существования фаций). Н.: Наука. Сиб. отделение. 1979. 79 с.
3. Князев В.Г. Аммониты и зональная стратиграфия нижнего оксфорда севера Сибири. М.: Наука. 1975. 167 с.
4. Князев В.Г., Меледина С.В., Алифиров А.С., Никитенко Б.Л. Раннекелловейский род *Cadochamousetia* (Ammonoidea, Cardioceratidae) в низовьях р. Анабар, север Средней Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2017. Т. 25. № 4. С. 26-41.
5. Левчук М.А., Карогодин Ю.Н., Шурыгин Б.Н. Структура и стратиграфический объем слоевых ассоциаций (циклитов) в разрезах юры Анабарского района // Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского бассейна. М.: Наука. 1982. С. 29–53.
6. Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Л., Князев В.Г., Меледина С.В., Дзюба О.С., Лебедева Н.К., Пещевикская Е.Б., Глинских Л.А., Горячева А.А., Хафаева С.Н. Стратиграфия юры и мела Анабарского района (Арктическая Сибирь, побережье моря Лаптевых) и бореальный зональный стандарт // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1047–1082.
7. Никитенко Б.Л. Стратиграфия, палеобиогеография и биофации юры Сибири по микрофауне (фораминиферы и остракоды). Н.: Параллель. 2009. 680 с.
8. Осадочные породы (классификация, характеристика, генезис). Н.: Наука. 1987. 214 с.
9. Палеогеография севера СССР в юрском периоде. Н.: Наука. Сиб. отд-ние. 1983. 188 с.
10. Стратиграфия юрской системы севера СССР. М.: Наука. 1976. 436 с.
11. Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятков В.П., Ильина В.И., Меледина С.В., Гайдебурова Е.А., Дзюба О.С., Казаков А.М., Могучева Н.К. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. Н.: Изд-во СО РАН. Филиал «Гео». 2000. 480 с.

СОСТАВ, СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕРМИНАЛЬНОГО ТРИАСА НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СРЕДНЕЙ СИБИРИ (БАССЕЙН Р. ЭКИТ)

Попов А.Ю.¹, Соболев Е.С.¹, Ядренкин А.В.¹, Мухамедьяров М.Г.²

*1 – Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука
СО РАН, г. Новосибирск PopovAY@ipgg.sbras.ru,*

2 – АО «Алмазы Анабара», г. Якутск

Мезозойские отложения Средней Сибири, в особенности верхнего триаса, привлекают внимание геологов в связи с их алмазоносностью. Одним из коллекторов россыпных алмазов являются отложения северо-востока Сибирской Платформы рэтского возраста. Однако, этот стратиграфический интервал остается наименее изученным в регионе, что связано с фрагментарным распространением данных отложений, их малой мощностью и часто невыразительным комплексом макрофауны, не позволяющим проводить четкие датировки.

Существует несколько точек зрения на геологическое строение терминального триаса севера Средней Сибири. Многие исследователи выделяли позднетриасовый ритм с регрессивной направленностью [5 и др.]. Отмечалось, также его двучленное строение [4 и др.], с выделением сиквенсов второго порядка [9]. Между последними была зафиксирована раннерэтская (поздненорийская?) эрозионная граница. Анализ цикличности и последовательности биостратонов позволили В.С. Гриненко с соавторами [3] выделить рэт–плинсбахскую серию, как раннюю стадию развития рэт–юрского осадочного бассейна.

Стратиграфическое расчленение и структурно–фациальное районирование триаса севера Средней Сибири было предложено в работе [6]. Рэтские отложения были отнесены к верхней части тумулской свиты, а территория настоящих исследований приурочена к восточному подрайону Буур–Оленекского фациального района. Некоторые специалисты предлагали выделить их в самостоятельную булунканскую свиту [1, 8]. Впоследствии, на основе полученных новых данных [2], была предложена новейшей схеме структурно–фациального районирования верхнетриасово–юрских отложений северо-востока Сибирской платформы, согласно которой территория настоящих исследований располагается в пределах Тикян–Экитского фациального района Предверхоаянской структурно–

фациальной зоны. Рэтские отложения здесь выделены в базальную булунканскую пачку в рамках кыбыттыгасской свиты (рэт–синимюр), которая иногда рассматривается, как нижняя подсвита кыринской свиты (рэт–плинсбах).

В результате полевых работ 2017 года авторами был изучен ряд новых разрезов, вскрытых скважинами и представленных в естественных выходах в бассейне р. Эекит. Особое внимание было уделено пограничным триасово–юрским отложениям. На основе лито- и биостратиграфических данных в разрезах была выделена булунканская пачка. В изученных толщах она имеет мощность 8–12 м и с разрывом залегает на серых алевролитах нерасчлененных ыстанахской и пастахской свит, содержащих нижнетриасовую макро- и микрофауну. Установлено, что в юго–западном направлении фиксируется снижение мощности ыстанахской–пастахской толщи за счет разрыва ее верхней части. В основании булунканской пачки присутствует линзовидный гравийно–конгломератовый прослой с разноразмерной галькой хорошей и средней степени окатанности. Галька представлена преимущественно эффузивными и терригенными породами. Во всех разрезах наблюдается хорошо выраженное двучленное строение пачки.

Нижняя ее часть представлена алевролитами мелко–крупнозернистыми в разной степени глинистыми и песчанистыми. Присутствуют алевроито–глинистые и алевропесчаные прослои, обуславливающие слабоволнистую слоистость. Текстуры нарушены интенсивной биотурбацией. Постоянно отмечаются рассеянные и в виде линзовидных скоплений галька, гравий, разноразмерные растительные остатки. Встречены раковины двустворчатых моллюсков (*Tosapectenefimovae* Polubotko, *Paleopharusburiji* Kiparisova, *Oxytomac*f. *Mojsisovicsi* Teller, *Tancrediatuchkovi* Kiparisova, *Ochotomyaanmandykanensis* (Tuchkov), *Limatransversa* Polubotko, *Arctomytiloides*aff. *Rassochaensis* (Polubotko), *Malletialunaris* (Böhm), *Pseudohalorellasibirica* Dagys), которые позволяют обосновать рэтский возраст вмещающих отложений. Фиксируется увеличение доли алевроито–песчаного материала вверх по разрезу. Отложения проинтерпретированы, как сформировавшиеся в обстановках нижней части предфронтальной зоны пляжа.

Выше с внутриформационным разрывом, иногда с гравийно–конгломератовым прослоем в основании, залегает верхняя часть пачки, представленная алевропесчаником и песчаником мелкозернистым массивным и с полого–косой разнонаправленной слоистостью. Присутствуют тонкие глинистые прослои. Биотурбация проявлена в

меньшей степени, преобладают вертикальные следы жизнедеятельности. Для породы характерно наличие глинистых интракластов и разноразмерных растительных фрагментов, отмечаются знаки волновой ряби. Галька и гравий редки. Порода уровнями кальцитизирована и сидеритизирована. Отложения проинтерпретированы, как сформировавшиеся в обстановках верхней части предфронтальной зоны пляжа.

Петрографическое изучение шлифовалеврито-песчаных пород булунканской пачки показало, что среди них преобладают песчаники мелкозернистые в разной степени алевритистые. Обломки слабой и средней степени окатанности. Породы преимущественно литокластитово-полевошпатово-кварцевые (по Ю.П. Казанскому [7]), наиболее алевритовые разности иногда полевошпатово-кварцево-литокластитовые. Среди кластики преобладает кварц. Среди полевых шпатов резко преобладают калиевые разновидности. Плагиоклазы преимущественно кислые. Среди литокластов преобладают каркасные, представленные в значительной степени эффузивными породами преимущественно кислого, реже среднего составов. Присутствуют обломки кремней, редкие кварциты, фрагменты алевролитов и песчаников, известняки. Пластичные литокласты представлены преимущественно обломками глинистых пород, слюдястыми сланцами, интенсивно хлоритизированными обломками. Слюда представлена биотитом и мусковитом (первые проценты). Встречается обломочный хлорит. Среди акцессорных минералов отмечается относительно редкий циркон, встречаются единичные рутил, турмалин. Присутствует аутигенный анатаз.

В породах широко развит смешанный хлорит-гидрослбдистый цемент пленочного и порового типов, доля которого может варьировать от 5 до 25%. Он распределен по породам неравномерно, послойно и часто обуславливает микрослоистость. Присутствует кальцитовый цемент преимущественно порового типа (от первых процентов до 35%). Встречены редкие проявления пелитоморфного сидерита. Среди органических включений распространен разноразмерный углефицированный растительный детрит (2–5%), иногда пиритизированный.

Выше рассмотренных существенно алеврито-песчаных пород булунканской пачки наблюдается быстрый переход в темно–серые алеврито–глинистые послойно алевритистые отложения с двустворчатыми моллюсками (*Arctomytiloidessinuosus* (Polubotko), *Kolymonecteskedonensis* Polubotko) и фораминифер амигеттанг–синемюрского возраста. Данная

пачка является наиболее мористой в исследованных разрезах и отражает, по всей видимости, период раннегеттангской трансгрессии, хорошо фиксируемой во многих разрезах региона.

Литолого–фациальные исследования булунканской пачки в рассматриваемых разрезах показали, что в ее формировании прослеживается регрессивный тренд с выраженным двучленным строением. Отмечено постепенное обмеление бассейна, увеличение воздействия волнового фактора, снижение биотурбационной активности организмов. Полученные новые данные подтверждают идею о непрерывности рэт–раннеюрского седиментационного цикла, с некоторым обособлением рэтской части.

Литература:

1. Галабала Р.О., Данилов В.Г., Полуботко И.В., Репин Ю.С. Пограничные триасово–юрские отложения восточной части Лено–Анабарского прогиба // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 6. С. 128–132.
2. 3. Гриненко В.С., Князев В.Г. Проблемы стратиграфии верхнего триаса–юры Предверхоянской структурно–фациальной зоны (Восточная Сибирь) // Отечественная геология. 2013. № 5. С. 41–45.
4. Гриненко В.С., Князев В.Г., Девятков В.П., Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Н. Этапы формирования и палеогеография Лаптевского подкомплекса Восточно–Сибирского осадочного бассейна (поздний триас–юра) // Вестник госкомгеологии РС(Я). 2011. № 1. С. 63–70.
5. Егоров А.Ю. Этапность в формировании триасовых отложений на севере Средней Сибири // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1983. № 10. С. 25–31.
6. Казаков А.М., Дагис А.С., Карагодин Ю.Н. Литостратиграфические подразделения триаса севера Средней Сибири // Био- и литостратиграфия триаса Сибири. М.: Наука. 1982. С. 5–36.
7. Казаков А.М., Константинов А.Г., Курушин Н.И., Могучева Н.К., Соболев Е.С., Фрадкина А.Ф., Ядрёнкин А.В., Девятков В.П., Смирнов Л.В. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Триасовая система. Н.: Изд-во СО РАН. 2002. 322 с.
8. Осадочные породы (классификация, характеристика, генезис). Н.: Наука, 1987. – 214 с.
9. Полуботко И.В. К вопросу о норийских и рэтских отложениях на севере Сибирской Платформы // Новости палеонтологии и стратиграфии. 2010. Вып. 14. С. 51–60.
10. Egorov A.Y. Mørk A. The East Siberian and Svalbard Triassic succession and their sequence stratigraphical relationships // Zbl. Geol. Palaont. Teil 1. 1998. Heft 11–12. Stuttgart. 2000. P. 1377–1430.

(U/Th)/He НИЗКОТЕМПЕРАТУРНАЯ ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ (ZHe) ИЗ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ЮЖНОЙ ЧАСТИ ПРИКОЛЫМСКОГО ТЕРРЕЙНА (ВЕРХОЯНО- КОЛЫМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ)

Прокопьев А.В.^{1,2}, Ершова В.Б.², Стокли Д.³

*1 - Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,
prokopiev@diamond.ysn.ru*

2 - Институт наук о Земле СПбГУ, г. Санкт-Петербург

3 - Школа геонаук Джексона, Техасский университет, г. Остин, США

Приколымский террейн Колымо-Омолонского микроконтинента (восток Верхояно-Колымской складчатой области) протягивается в долготном направлении на 475 км при ширине 125 км (рис., А). Наиболее древние породы, представленные протерозойскими кристаллическими сланцами, вскрываются в его осевой зоне. На юге террейна рифейские толщи сложены терригенно-карбонатными и вулканогенно-терригенными отложениями. Вендские отложения, залегающие несогласно на разных горизонтах рифея, как и перекрывающие их согласно породы нижнего кембрия, представлены песчаниками, алевролитами, доломитами и конгломератами. Раннеордовикские отложения вскрываются на юго-западном склоне Приколымского поднятия и сложены мощной карбонатной толщей с песчаниками и конгломератами в основании. Девонские отложения на юге террейна представлены известняками, доломитами, известковистыми песчаниками, мергелями и туфами. Они перекрываются каменноугольно-пермской толщей вулканогенно-терригенно-карбонатного состава [8]. На юго-востоке террейна вскрываются существенно терригенные породы триаса–средней юры. Выше несогласно залегают позднеюрские вулканы Уяндино-Ясачненской магматической дуги и раннемеловые вулканогенно-осадочные породы Омсукчанского прогиба Охотско-Чукотского вулcano-плутонического пояса (рис., Б). Породы, как правило, интенсивно деформированы.

В процессе экспедиционных работ 2017 года на юге Приколымского террейна были отобраны в крест простирания его структур четыре образца песчаников из неопротерозойских, ордовикских (?), девонских и среднекаменноугольных толщ (согласно [7]), извлечена тяжелая фракция и проведены (U/Th)/He низкотемпературные термохронологические

исследования обломочных цирконов (ZHe) в аналитическом центре Университета штата Техас (г. Остин, США).

Результаты и их интерпретация:

1. В трех образцах рифейских (центральная часть террейна), ордовикских (?) (западный фланг террейна) и девонских (восточный фланг террейна) песчаников получен удивительно сходный ZHe возраст 137.5 ± 6.2 , 137.3 ± 5.4 и 137.4 ± 5.4 млн лет, соответственно (рисунок).

2. В расположенном несколько южнее образце песчаника из среднекаменноугольных метаморфизованных в зеленосланцевой фации пород был получен ZHe возраст 104.3 ± 4.7 млн лет (рисунок).

3. Полученные данные позволяют предположить, что южная часть Приколымского террейна испытала в позднемезозойское время как минимум два этапа тектонического подъема с глубин порядка 5–6 км. В первый этап в валанжинское время раннего мела надвиговые пластины, сложенные докембрийскими—нижне- и среднепалеозойскими породами, перекрыли образования верхнего палеозоя, о чем свидетельствует стиль и направление деформационных структур, а также степень метаморфизма среднекаменноугольных толщ. Эти деформации произошли после внедрения позднеюрских гранитоидов Главного (Колымского) пояса и формирования Уяндино-Ясачненской магматической дуги [2] в результате главного импульса коллизии Колымо-Омолонского супертеррейна с восточной окраиной Сибирского кратона, имевшем место в этом регионе не раньше валанжина.

4. Второй этап орогенеза и последующей денудации ранее сформированного пакета надвиговых пластин произошел в альбское время в конце раннего мела одновременно с началом формирования Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса [1] и субдукционными процессами вдоль Восточно-Азиатской активной континентальной окраины. В это время, вероятно, произошло заложение Омсукчанского прогиба, выполняющие который отложения датируются аптом—альбом [7]. Образовавшийся в результате эрозии и денудации обломочный материал мог поступать в расположенный северо-западнее (в современных координатах) Индигиро-Зырянский прогиб, где суммарная мощность апт—верхнемеловых терригенных толщ достигает 3.5 км [3].

5. Как было показано ранее [4], на юго-восточном фланге Приколымского террейна присутствуют интенсивно деформированные верхнемеловые и/или нижнекайнозойские (?) отложения. Таким образом, можно предположить, что в конце позднего мела или в начале кайнозоя имел место заключительный этап деформации, который не устанавливается ZHe низкотемпературной хронометрией.

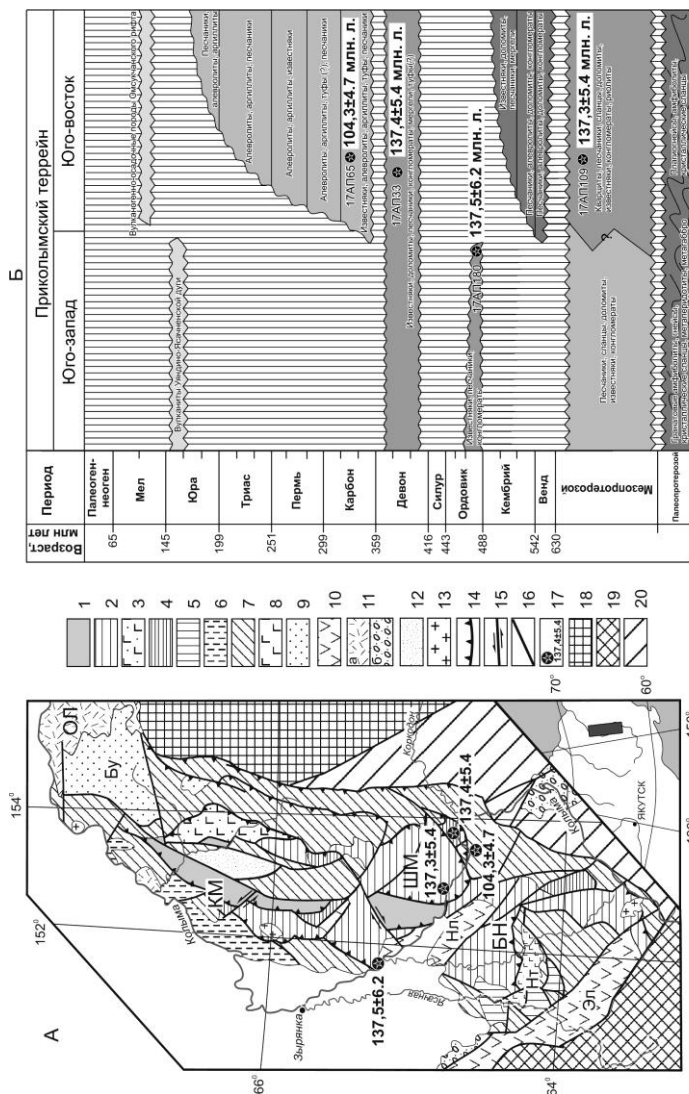


Рисунок.
А – Тектоническая схема Приколымского террейна (по [5, 6], с изменениями). Геологические комплексы: 1 – раннепротерозойский метаморфический, 2 – средне-позднерифейский, 3 – позднерифейский, 4 – венд-кембрийский, 5 – ордовикский, 6 – ранне-среднеордовикский, 7 – раннедевонский-пермский, 8 – позднекаменноугольный, 9 – поздне триасовый-среднеюрский, 10 – позднеюрский, 11 – меловой: а-вулканогенный, б-терригенный, 12 – неоген-четвертичный. 13 – гранитоиды, 14 – надвиги, 15 – свдвиги, 16 – прочие разломы, 17 – местоположение изученных образцов и ЗНе возраст. Террейны: 18 – Омолонский, 19 – Омудевский, 20 – Сугойский. ОЛ – Олойская зона. Блоки: КМ – Каменский, ШМ – Шаманихинский, БН – Белоноченский. Синклинали: Бу – Буордахская, Нт – Нятовская. Грабены: Нл – Налучинский, Эл – Элекчанский.
Б – Стратиграфическая схема южной части Приколымского террейна и местоположение изученных образцов (по [4] с изменениями); цифрами указан ЗНе возраст.

Работа выполнена частично по плану НИР ИГАБМ СО РАН (проект 0381-2019-0001), изотопно-геохимические исследования проведены при поддержке Российского научного фонда (проект № 17-17-01171), интерпретация

результатов выполнена при поддержке проекта РФФИ (проект № 19-05-00945).

Литература:

1. Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 249–290.
2. Акинин В.В., Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л., Вуден Дж. Горячев Н.А., Альшевский А.В., Бахарев А.Г., Трунилина В.А. U-Pb-SRIMP-возраст гранитоидов Главного батолитового пояса (СВ Азии) // ДАН. 2009. Т. 426. № 2. С. 216–221.
3. Гайдук В.В., Прокопьев А.В. Методы изучения складчато-надвиговых поясов. Н.: Наука. 1999. 160 с.
4. Прокопьев А.В., Ершова В.Б., Шпикерман В.И., Стокли Д. Первые данные по U-Pb датированию (LA-ICP-MS) обломочных цирконов из средне-верхнепалеозойских осадочных пород южной части Приколымского поднятия (Верхояно-Колымская складчатая область) // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Том 2. Мат. L Тектонич. совещ.-я. М.: ГЕОС. 2018. С. 111–115.
5. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). (Отв. ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин). М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001. 571 с.
6. Третьяков Ф.Ф. О тектоническом строении Приколымского террейна Верхояно-Колымской орогенной области (структурно-статистический анализ) // Отечественная геология. 2016. № 6. С. 85–90.
7. Шишкин В.А. Объяснительная записка к Государственной геологической карте СССР. Серия Среднеколымская. Лист Q-56-XXVII-XXVIII (Коркодон). Масштаб 1:200 000. М.: Министерство геологии СССР. 1979. 105 с.

ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОДИНАМИКА ГРАНИТОИДОВ БАТОЛИТОВОГО ПОЯСА И ПОПЕРЕЧНЫХ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИХ ЗОН ВЕРХНЕ- ИНДИГИРСКОГО РАЙОНА ЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Протопопов Р.И.

АО «Якутскгеология», ruslan.protopopov@mail.ru

Различия гранитоидов батолитового пояса и малых интрузий юго-западнее от первых по вещественным составам, структурно-тектоническим и глубинно-фациальным условиям образования были достаточно обоснованы многолетними научными и производственными исследованиями [1, 2]. В то же время, в последние годы при подготовке

серийных легенд госгеолкарт ГГК-200 и ГГК-1000/3, их изданием, появилась тенденция размыwania этих различий и включения их в один колымский гранитовый комплекс и раздробления. Это приводит к искажению металлогенических закономерностей и прогнозного районирования. На геологической и структурно-тектонической основах хорошо видно совершенно разные тектогенез и геодинамика образования гранитоидов рассматриваемых групп гранитоидов (Рис.1). Одним из главных признаков магматических комплексов является вещественный состав магматических образований. Поэтому, мы провели сравнительный анализ петрохимических составов гранитоидов на основе диаграммы петрохимической типизации Л.С.Бородина (1987). На диаграмме по распределениям фигуративных точек в трендах отчётливо разделились гранитоиды батолитового пояса и малых интрузий поперечных тектоно-магматических зон (Рис. 2). При этом, первые расположились вдоль тренда островодужных известково-щёлочных (умеренно-калиевых) пород (СА I), а вторые - орогенных известково-щёлочных (повышенно-калиевых) серий (НКО). В сравнительный анализ вовлечены пробы из массивов батолитового пояса: Чибагалахский (в Рис. 1 цифра 1), Чималгинский (2), Порожный (3), Северо-Порожный, Хаяргастахский (4), Болдымбинский, Туостахский, Бысыйалахский, Догдинский, Верхне-Тирехтяхский и Хадараньинский; из массивов поперечных зон: Чалбинский (5), Праводжолакагский (6), Някуньинский (12), Тобычанский (13), Талалахский (15), Сияпский (11), Шелюпинский (14), Тонор-Арангасский (17), Эбир-Хая (23), Лево-Индибирский (21), Усть-Нерский (22), Бургалийский (8) и Буркатский (9). Во второй группе оказался и Нельканский массив (24).

Приведенные данные ещё раз подтверждают и по Верхне-Индибирскому району о геодинамико-петрологических различиях этих двух групп гранитоидов [1, 2]. Буркат-Талалахский, Арангас-Сияпский и Индибирский ареалы гранитоидов чётко показывают связь их с поперечными глубинными разломами, растягиваясь в ряды. Этим объясняется и тектогенез дайковых серий. А наличие отчётливой линейной системы диагональных оперяющих разрывных нарушений, согласных с ними дайковых серий и вытянутых интрузий свидетельствуют о внедрении гранитных расплавов по трещинам растяжения, образовавшимся при сдвиговых смещениях вдоль поперечных тектоно-магматических зон. Преобладающим был правосдвиговой тектогенез. Левый сдвиг превалировал в северо-восточных флангах Индибирской и Арангас-Сияпской ареалов (поперечных зон), где наблюдаются дайковые серии север-северо-западного направления.



Рис. 1. Структурно-тектоническое положение гранитоидов батолитового пояса и поперечных тектоно-магматических зон Верхне-Инди́гирского района (структурно-тектоническая основа по Г.Х. Протопопову). 1) ордовик-девонские карбонатно-рифовые и терригенно-карбонатные отложения; триасовые отложения; 2) терригенно-флишеидные шельфовые пассивной континентальной окраины; 3) подножия континентального склона и глубоководного конуса выноса; 4) юрские кремнисто-терригенные флишеидные отложения задугового бассейна; 5) позднелюрские морские островодужные вулканогенно-терригенные и вулканические образования; 6) раннемеловые лагунные терригенные угленосные отложения; интрузивные образования: 7) граниты, гранодиориты батолитового пояса; 8) граниты, гранодиориты поперечных зон тектоно-магматических зон; 9) серии даек гранитоидов поперечных зон; 10) серии даек диорит-порфиров поперечных зон; 11) серии позднемеловых даек трахидолеритов; 12) позднеюрские субвулканические базальт-риолитовой серии островодужного пояса; 13) раннемеловые вулканические риодациты; 14) система контролирующих магматизм глубинных разломов со сдвиговой кинематикой.



Рис. 2. Распределения фигуративных точек в трендах петрохимического состава гранитоидов колымского батолитового пояса и поперечных тектономагматических зон Верхне-Инди́гирского магматического района (ВИР) на диаграмме петрохимической типизации $(\text{Na}+\text{K})/\text{Ca} - A_c$ Л.С.Бородина (1987). (Петрохимия из данных ГТК-1000/3 листа Q-54). АВ - глобальный щёлочно-базальтовый - главный расчётный тренд рифтовых континентальных и океанических островных щёлочно-базальтовых и щёлочно-трахитовых серий; V - щёлочное (нефелинит-фонолитовое); IV - щёлочное базальтовое; Т - трахитовый субщёлочной - дополнительный на границе полей III и IV; L - латитовое субщёлочное - дополнительное в поле III; III - субщёлочное (высококалиевое); НКО - орогенный известково-щёлочной (повышенно-калиевый) - дополнительный переходный от поля II к III; CLA - океанический низкощелочной (низкокалиевый) - главный расчётный известковый тренд; I - известковое (низкокалиевое толеитовое); СА - известково-щёлочной тренд глобальный коровый; СА I - островодужный известково-щёлочной (умеренно-калиевый) - дополнительный тренд поля I и II; II - известково-щёлочное (умеренно калиевое и повышенно калиевое).

Литература:

1. Протопопов Р.И. Геодинамика и петрологические особенности позднемезозойских гранитоидов Главного батолитового пояса и поперечных рядов Верхояно-Колымской орогенной области // Вести Госкомгеологии. № 1. (13) 2014. Мат. по геол. и полез. ископ. РС(Я). Я.: 2014. С. 41-46.

2. Протопопов Р.И. Тектогенез месторождений золота Яно-Колымской складчатой области и вопросы её металлогении // Мат. Всеросс. научной конференции. Я.: Том II. 2011. С. 146-150.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ГЛУБОКО МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА

Пуляев Н.А.

*Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова,
г. Якутск*

Алдано-Становой щит (АСЩ) представляет собой выход на дневную поверхность южного края кристаллического фундамента Сибирской платформы. Площадь этого выхода около 300 тысяч км². Около 80% территории занимают глубоко метаморфизованные образования докембрия. Стратиграфический разрез докембрия АСЩ представлен достаточно полно. Установленный временной интервал охватывает от 4 млрд. лет (катархей) до 2,5 млрд. лет (рубеж архей-протерозой) [3]. Благодаря результатам многолетних геологических исследований, полученных геологами в процессе геолого-съёмочных, опытно-методических и других работ, на АСЩ докембрийские образования расчленены на разновозрастные структурно-вещественные комплексы (СВК), а в их составе выделены структурно-формационные зоны (СФЗ) (3; 4).

Попытка решения проблемы геодинамических режимов формирования докембрийских образований АСЩ предпринималась значительным количеством геологов [1; 2; 3; 4]. Многие из них, как правило, использовали одну из двух альтернативных моделей. Первая в качестве базовой рассматривала вопрос о том, осуществлялся ли механизм тектоники литосферных плит с самого начала геологической истории Земли, а вторая этот механизм рассматривала как проявившийся на более позднем этапе её эволюции [2; 3].

Для выявления геодинамической природы той или иной структурно-формационной зоны, в основном, использовались такие характеристики как: а) вещественное выполнение зоны - петрографический состав,

количество, сочетание и последовательность пород в разрезе; б) химизм основных кристаллических сланцев-метабазальтов, как наиболее широко представленных в геологических структурах всех геодинамических режимов; в) взаимоположение и геометрия зон.

Проведенные исследования по выявлению геодинамических обстановок в значительной мере базировались на химических анализах метаморфических пород АСЩ. Образцы для анализов в течение многих лет собирались геологами ПГО «Якутскгеология».

В процессе проведенного исследования строились диаграммы Симпсона Е.С. Суммарные тренды метабазальтов большинства СФЗ на этих диаграммах показали схожесть и реже различия в динамических условиях магмогенерации базальтов в течение архейского времени в период формирования АСЩ и, таким образом, дают право предполагать о возможности действия механизма тектоники литосферных плит с самого начала геологической истории Земли [2;3].

На основе выполненного нами обобщения имеющихся результатов исследования докембрийских образований АСЩ стало возможным установление вероятных геодинамических режимов формирования комплексов пород в структурно-формационных зонах архея АСЩ таких как: Тангракская СФЗ (блок) - первичная базальтовая кора; Зверевская СФЗ — океаническая, Нимырская СФЗ - протоконтинентальный массив; Чаро-Сеймская, Тыркандинская, Унгра-Тимптонская, Западно-Алданская (Субганская) СФЗ – островодужные; Учурская СФЗ - серия небольших островных дуг в окраинном море; Желтулинская СФЗ - континентальный осадочный бассейн на пассивной окраине; Тимптонская СФЗ - внутриконтинентальный осадочный бассейн; Олекминская СФЗ - вулканоген на активной континентальной окраине.

Полученные результаты могут быть использованы при создании более современной модели стратиграфического расчленения и корреляции архейских образований АСЩ, а также, на основе созданной геодинамической модели архея АСЩ, при выявлении закономерности размещения уже известных полезных ископаемых и определения продуктивности СФЗ. Что в свою очередь позволит сделать обоснованный прогноз на новые виды минерального сырья, что важно для повышения эффективности проведения поисковых работ на значительный спектр полезных ископаемых.

Зная металлогенические характеристики установленных обстановок можно с высокой вероятностью прогнозировать минерально-сырьевой потенциал докембрийских образований АСЩ.

Так, например, из фанерозойской металлогении известна различная минерагеническая специализация и продуктивность разных по геодинамическому режиму структур. Островные дуги наиболее продуктивны. В них размещены крупные месторождения хромитов, медно-никелевые залежи (часто с кобальтом), платина и платиноиды в ультраосновных силах. В кислых вулканитах выявлены сульфидные залежи медно-цинковых руд. В островных дугах известны и месторождения вольфрама, сурьмы (с золотом), медно-порфировые руды, редкометальные пегматиты и ряд других полезных ископаемых. В океанических структурах (в осях спрединга) выявлены залежи массивных медно-цинковых колчеданных руд, на океаническом плато локализуются железо-марганец-кремнистые руды. Окраинно-континентальные вулканогены содержат месторождения цветных и драгоценных металлов.

Литература:

1. Лутц Б.Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М. Наука. 1975. С. 165-167.
2. Стогний В.В. Тектоническая расслоенность Алдано-Станового геоблока / Докт. диссерт. Якут. ГУ.1996. С. 39-41.
3. Фрумкин И.М. Геология и металлогения архея Алданского щита. Якутск. 2009. С. 7-76.
4. Фрумкин И.М. Металлогенические эпохи и провинции в архее Алданского щита. // Металлогения раннего докембрия СССР. Л.Наука, 1984. С.192-202.

СОСТАВ, ЗОНАЛЬНОЕ СТРОЕНИЕ ПЛАГИОКЛАЗОВ ИЗ ДЖЕБДЫГИНСКОГО МАССИВА НАЛЬЧАНСКОГО РЯДА ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ

Роев С.П., Трунилина В.А.

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г.
Якутск, sproev@mail.ru*

Нальчанский интрузивный ряд локализован в пределах Момо-Селенняхской тектонической зоны Верхоянской окраины Сибирского континента, у северной внешней границы Колымо-Омолонского микроконтинента. Интрузивные тела вытянуты цепочкой в

субмеридиональном направлении вдоль Нальчанского надвига, по которому палеозойские карбонатные породы надвинуты на юрскую терригенную толщу. С юга на север здесь вскрываются: Джептугунская группа штоков, Джебдыгинский массив и массив Чук [1].

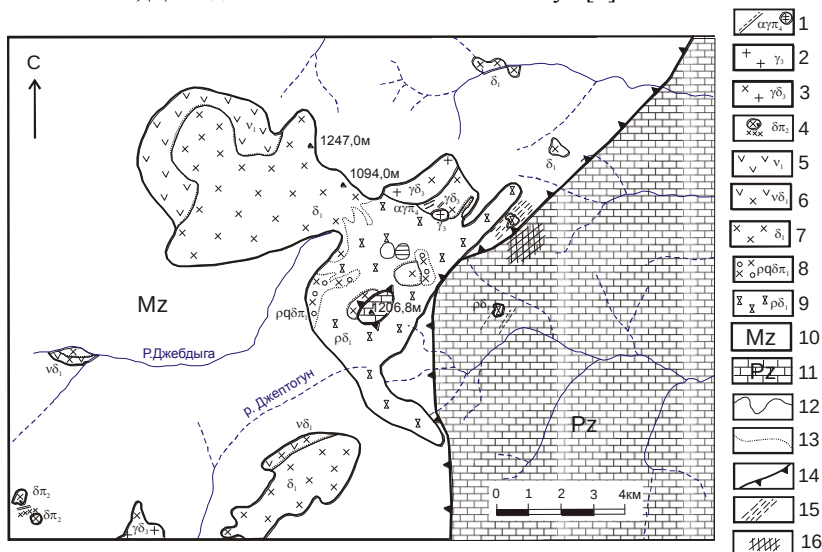


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Джебдыгинского массива
Нальчанская интрузивного ряда

1 - 4 - раннемеловые интрузии: 1 - дайки, малые тела аплитов и аплитовидных гранитов, 2 - граниты и плагииграниты массивов, 3- гранодиориты и тоналиты массивов, 4 - дайки и тела диоритовых порфиров, 5 - 7 - позднеюрские интрузии: 5 - среднезернистые габбро, 6 - габбро-диориты, 7 - мелкозернистые диориты, 8 - пропилитизированные диоритовые порфиры, 9 - пропилитизированные мелкозернистые диориты, 10 - терригенные породы триаса и юры (Mz), 11 - карбонатные и терригенно-карбонатные породы силура и девона (Pz), 12 - геологические границы, 13 - фациальные границы, 14 - Нальчанский надвиг, 15 - зоны дробления и сульфидизации, 16 - зоны скарирования.

Джебдыгинский массив площадью выхода 17 км² локализован непосредственно в зоне Нальчанского надвига в верховьях руч. Джебдыга (рис.1). Выход его куполовидный, с крутизной боковых контактов до 40°. Эродирован слабо, на водоразделах сохраняются остатки кровли карбонатных и терригенных пород. В составе массива отмечаются гранодиориты с многочисленными блоками мелкозернистых диоритов, в

различной степени пропилитизированных. В западной части массива вскрываются среднезернистых габбро.

В эндо- и экзоконтактовых ореолах массива и вдоль пересекающих их тектонических нарушений развиты зоны пропилитизации, окварцования и сульфидизации, несущие золотую и оловянную минерализации.

Первым во всех петрографических разностях пород кристаллизуется *плаггиоклаз*.

Плаггиоклазы изучались в полированных пластинках, проклеенных эпоксидной смолой и доведенных по толщине среза породы до аналогичных шлифу. При изучении плаггиоклазов выполнено определение химического состава на рентгеновском микроанализаторе "Camebax - micro" в 305 точках. Замеры проводились примерно через 0,05 мм. Всего было изучено 16 зерен плаггиоклаза или его гломеровых сростков из всех типов магматических пород Джебдыгинского массива.

Плаггиоклазы в среднезернистых габбро (P-470/10) образуют правильной таблитчатой формы зерна размерами в первые мм, слабо корродированные, часто в гломеровых сростках (Рис.2). Состав ядра и средних зон, занимающих 85-90% объема зерна, соответствует битовниту №72-77, (осложненные участками деанортитизации) практически не зональные. Только по периферии отмечается тонкая зональность с падением основности с №68-65 до №54 (до лабрадора), то-есть, зональность прямая.

Зерно плаггиоклаза из этих же пород, кристаллизовавшееся на более высоком уровне, имеет состав лабрадора, с обратной зональностью. Зональность слабо проявлена, ядро составляет примерно до 30% и незначительно более кислое - №61-64. Далее в средних зонах наблюдается некоторое повышение основности плаггиоклаза до №65-68. В периферийных зонах изученного плаггиоклаза отмечается снижение основности плаггиоклаза №54-(57-59), затем падение - до андезина №47 → №40. Таким образом, при подъеме магмы по магмаводу в камеру становления на среднем этапе кристаллизации имел место небольшой разогрев расплава.

Плаггиоклазы из мелкозернистых кварцевых диоритов (P-465/1) таблитчатой формы при преобладающем лабрадоровом составе обнаруживают в периферийных зонах резкое повышение основности (до битовнита №84), что может быть связано как с этапом разогрева при подъеме расплава, так и с гибридизацией вмещающих карбонатных пород. По периферии кристаллизуется андезин-лабрадора №42-55%. Таким образом, зональность изменяется от обратно- до прямо - ритмичной к

концу кристаллизации этого зерна, осложненной процессами деанортитизации.

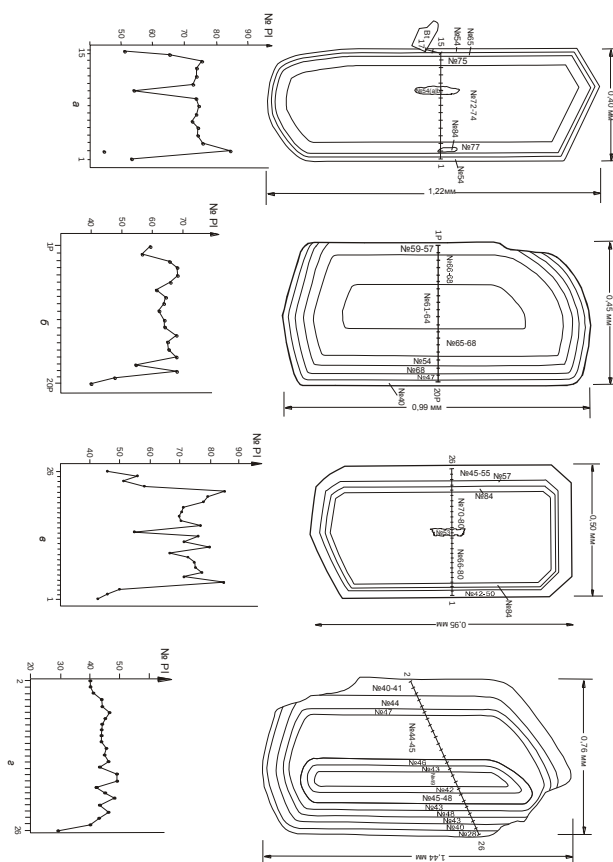


Рис.2. Характер зональности в типовых кристаллах плагиоклаза из пород Джебдыгинского массива:

- а)** раннемагматический плагиоклаз из среднезернистого габбро (P-470/10),
- б)** плагиоклаз второй генерации из них же, **в)** - из мелкозернистых кварцевых диоритов (P-465/1), **з)** - гранодиорит-порфиров (P-469/3).

В измененных мелкозернистых кварцевых диоритах (P464/3) состав и характер зональности плагиоклаза близок к неизменным породам. Представлен часто в виде гломеровых сростков, часто с резорбированными очертаниями в периферийных участках.

Наиболее молодые породы массива - **гранодиорит-порфиры** (Р-469/3) выходят в восточной части Джебдыгинского массива. Порфировые выделения плагиоклаза в них дают таблички или их сростки, по периферии корродированные мелкозернистой кварц-полевошпатовой основной массой. Состав вкрапленников отвечает андезину с неотчетливо выраженной прямой зональностью от №49 в центре до №40 к периферии, местами с сохранившейся периферийной оторочкой олигоклаза №28, то есть отмечается прямая осциллярная зональность, характерная для гранитоидных пород.

Литература:

1. Трунилина В. А., Роев С. П., Орлов Ю. С., Оксман В. С. Магматизм различных геодинамических обстановок (зона сочленения Верхоянской окраины Сибирского континента и Колымо-Омолонского микроконтинента). Я.: ЯНЦ СО РАН. 1999. 168 с.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ МЫСА ЭЛИДЕП (СЕВЕРНОЕ ВЕРХОЯНЬЕ)

**Сергеенко А.И.¹, Белолубский И.Н.¹,
Боесков Г.Г.¹, Зигерт К.²**

*1 - Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г.
Якутск, belolubsky@diamond.ysn.ru*

*2 - Институт морских и полярных исследований им. А. Вегенера, г.
Потсдам, Германия*

На Элидэпском участке Буорхайнской подзоны аллювиальные, аллювиально - делювиальные галечно-щебнистые, гравийно - дресвянные отложения мощностью 10-35 м выполняют палеодолины восточного и западного склонов мыса Элидэп и мыса Оголох-Тумса, залегают в долинах правых притоков руч. Элидэп. Практически однородная толща подразделяется на 3 части по составу палинокомплекса (ПК). В тальвеговой части (ложковый аллювий) ПК отражает кустарниково - тундровую растительность. Выше по разрезу в аллювиально - делювиальной толще ПК приобретают тундростепной облик, а разрез завершают аллювиальные гравийно-галечно-щебнистые отложения с ПК, характеризующим растительность кустарниковой тундры [3, 2].

Составной стратотип объединяет ряд разрезов в древних долинах мыса Элидэп (стратипическая местность).

Нижняя ступень. Западный склон мыса Элидэп, 3 древняя долина, прибортовая часть (обн. 9). На 2,5-метровом уступе коренных пород залегают галечно - щебнистые слабосортированные отложения серого цвета. Обломочный материал (3-5) см плохой окатанности. Заполнитель - разнородные пески, суглинки. Видимая мощность - 1.5 м.

Соотношение основных групп растений в ПК примерно равное: древесно-кустарниковые составляют 24–40%, травянисто-кустарниковые –32–35%, споровые–35–41%. В целом преобладают кустарниковые березы, ольховник, сфагновые, зеленые мхи, что соответствует кустарниковой тундре, а присутствие древовидной березы, лиственницы, ивы, злаковые и др. указывает на существование лесных ландшафтов.

Ойягосский горизонт. Восточный склон мыса Элидэп, 1-я древняя долина (обн.6). На высоте 8 м над уровнем моря в береговом обрыве в средней части галечно - щебнистой толщи обнажаются гальчники со щебнем, серые, горизонтальнослоистые. Галька средняя (3-5 см) местных пород, средней и плохой окатанности. Ориентированы вниз по течению палеодолины. Отмечаются прослои (5-10 см) песков, гравийников. Заполнитель - разнородный песок, суглинок. Видимая мощность толщи около 12 м. В ПК доминируют травянисто-кустарниковые (55–78%), представленные в основном злаками, осоками, полынью. Древесно-кустарниковые занимают подчиненное положение (10–20%), среди которой преобладают кустарниковые березы, ольховник, а в споровых (11–25%) - папоротники, зеленые мхи.

Молотковский горизонт. Западный склон мыса Элидэп, 3-я древняя долина (обн.9), береговой обрыв. В верхней части галечно-щебнистой толщи, на высоте 15 м над уровнем моря прослеживаются гравийники (2,0 м) с мелкой галькой, серые, горизонтальнослоистые. Фиксируется небольшой уклон вниз по простирацию древней долины. Обломочный материал местных пород, слабо- и среднеокатанный. Сортировка средняя. Заполнитель – средне - и крупнозернистый песок.

Характерной особенностью ПК является преобладание древесно-кустарниковой группы растений (44–70%), включающей преимущественно кустарниковые формы мелколиственных (береза, ольховник). Среди травянисто - кустарниковых (17–21%) доминируют верескоцветные и злаковые, споровые (10–39%) представлены сфагновыми и зелёными мхами. Выше по течению, в аналогичных отложениях был обнаружен зуб *Mammuthus primigenius* Blum (поздний тип).

Последовательная изменчивость ПК, обусловленная сменой теплых и холодных эпох, верхнеплейстоценовая фауна позволяет отнести

формирование этих отложений к ранневерхнеплейстоценовому, ойягосскому и молотковскому климатохронам.

Накопление основной массы галечно-щебнистых отложений мощностью до 35 м произошло в ойягосское время, выразившееся в погребении ранневерхнеплейстоценовых долин. Молотковский этап характеризуется размывом верхних частей этой толщи (на 10-12 м), формированием галечников 10-15-метровых цокольных террас палеодолин руч. Элидэп и Найба, прослеживаемых на восточном и западном склонах мысов Элидэп и Оголох - Тумса, и на этом же уровне - верхнего горизонта галечно - щебнистых отложений древних долин.

В долине правого притока руч. Элидэп, в его приводораздельной части с абсолютной отметкой 100 м залегает 5-6-метровая толща субгоризонтальных преимущественно алеврито-песчаных отложений, выполняющих (в коренных породах) ареноподобный участок этого ручья. Отложения прослеживаются на протяжении 80 м при ширине 50 м.

Полученные возрастные датировки свидетельствуют о накоплении песчанистой толщи в последней фазе каргинского интерстадиала – от 28 тыс до 25 тыс. л.н. (рис.). Морфологические особенности участка, все свойства выше охарактеризованных отложений и характер их распространения указывают на то, что они образовались под влиянием нивальных процессов, связанных с наличием навесных снежников [1].

Следует отметить, что в настоящее время сохранились только погребенные долины верховьев палеоречек, тальвеги которых погружаются под уровень моря. Галечно-щебнистые отложения перекрываются льдистыми алевритами сартанского возраста.

Сартанский горизонт. Едомные отложения сартанского возраста прослеживаются в долине правого притока руч. Элидэп (обн. 10). На глубине 10 м щебнисто-галечных отложений по мелким растительным остаткам свежего облика была получена дата 18290 ± 110 л.н.

На полуострове Оголох-Тумса мощность едомных отложений достигает 20 метров (обн. 1). Осадки по всему разрезу льдистые. Льдистые алевриты залегают непосредственно на коренных породах (алевролитах) с небольшим (0,3 м) элювиальным (щебнистым) слоем. Высота коренного цоколя над уровнем моря составляет 10 м. В западной части полуострова Оголох - Тумса они перекрывают галечно-щебнистые отложения древних долин. Отличительной особенностью ПК является преобладание травянистой группы растений, представленной преимущественно злаками, полынью, меньше споровых (зеленые мхи, папоротники и др.). Среди немногочисленных древесных доминируют кустарниковые формы березы

и ольхи. Такой ПК характеризует тундростепной тип растительности, свидетельствующий о холодном климате. В средней части разреза обнаружены костные остатки *Mammuthus primigenius* Blum (поздний тип) [4].

Рис. Схема стратиграфии квартера Северного Верхоянья

Общая шкала		Региональные стратиграфические подразделения		Корреляция местных стратиграфических подразделений	
Система	Надраздел	Раздел	Этап	Над-ризон	Горизонт
	Звено	Ступень	Северо-Верхоянская структурно-фациальная зона		
	Буорхаинская структурно-фациальная подзона			Элидепский участок	
				Участок Оголох-Тумса	
ЧЕТВЕРТИЧНАЯ КВАРТЕРА	ПЛЕЙСТОЦЕН	ГОЛОЦЕН	Современный	Сартанский	Аллювиальные, озерные галечники, леси, алевроиты, торфяники низкой равнины, аккумулятивной террасы, поймы, русел. Спores, пыльца: ДК, ТК, СП 2 - 4 м
					Аллювиальные галечники, морские галечники, леси. Спores, пыльца: ДК, ТК, СП С 3065 ± 35 л. Н. 2 - 6 м
					Озерно - болотные алевроиты, торфяники (аласный комплекс) Спores, пыльца: ТК, ДК, СП С 5420 ± 40 л. Н. С 8398 ± 36 л. Н. 0,5 - 3 м
	НЕОПЛЕЙСТОЦЕН	Верхнее	Едомный	Молотковский	Едомная свита. Алевроиты льдистые, торфяники, растительные остатки. Спores, пыльца: ТК, ДК, СП С 25420 ± 160 л. Н. С 25440 ± 220 л. Н. 5 - 6 м
					Частично гравийники. Спores, пыльца: ДК, ТК, СП Фауна: <i>Mammuthus primigenius</i> Blum.
					Спores, пыльца: ТК, ДК, СП Фауна: <i>Mammuthus primigenius</i> Blum.
Первая	Первая	Первая	Первая	Первая	Аллювиально - делювиальные галечно - щебнистые отложения Спores, пыльца: ДК, ТК, СП

Геоморфологическое положение, литологический состав, «холодный» ПК, позднплейстоценовая фауна позволяет отнести формирование этой толщи к сартанскому криохрону.

В Буорхаинской структурно-фациальной подзоне на Элидепском участке в перво-молотковской ступени была сформирована толща галечно – щебнистых отложений, в сартанское время – льдистые алевроиты едомной свиты. На участке Оголох Тумса была сформирована толща молотковско – сартанских льдистых алевроитов.

Данная работа выполнена в рамках проекта № 0381-2019-0002 по госзаданию ИГАБМ СО РАН

Литература

1. Зигерт К., Сергеев А.И., Ширмейстер Л. Четвертичные отложения Северного Верхоянья: геохронология, вопросы их генезиса. Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 2017. № 75. С. 1–12.

2. Зигерт К., Штаух Г., Лемкуль Ф., Сергеев А.И., Дикманн Б., Попп С., Белолубский И.Н. Развитие оледенения Верхоянского хребта и его предгорий в плейстоцене: результаты новых исследований // Региональная геология и металлогения. 2007. № 30-31. С. 222-228.

3. Сергеев А.И., Белолубукий И.Н., Гриненко О.В. Схема стратиграфии четвертичных отложений Северного Верхоянья (Восточная Якутия) // Отечественная геология. № 5. 2004. С. 88-91.

4. Сергеев А.И., Зигерт К., Белолубукий И.Н., Имаева Л.П., Андреев А.А., Ширмейстер Л. Едомные отложения прибрежно-шельфой зоны Северного Верхоянья // Отечественная геология. № 5. 2007. С. 35 - 39.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ИСТОЧНИКИ КЛАСТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЖИПХОШИНСКОЙ И ШАЗАГАЙТУЙСКОЙ СВИТ ЧИРОНСКОГО ПРОГИБА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Смирнова Ю.Н.¹, Попеко Л.И.², Заика В.А.¹, Смирнов Ю.В.¹

1 – Институт геологии и природопользования ДВО РАН,

г. Благовещенск, smirnova@ascnet.ru

2 – Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск

Чиронский прогиб расположен в северо-восточной части Ононского фрагмента Агинского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса и занимает площадь более 500 км² на левобережье нижнего течения р. Аги и в бассейне р. Чирон. Он выполнен морскими терригенными образованиями общей мощностью около 3500-4000 м, относимыми к чиронской серии. Эти толщи слагают здесь две нарушенные разломами брахиформные структуры. К западу и северу от прогиба, на южных отрогах Могойтуйского хребта фиксируются протяженные тектонические пластины, сложенные отложениями чиронской серии. В составе серии принято выделять тутхалтуйскую, хара-шибирскую, шазагайтуйскую и жипхошинскую свиты, формирование которых происходило от позднего визе до ранней перми [1, 2].

Объектами данного исследования являются шазагайтуйская и жипхошинская свиты, слагающие верхнюю часть разреза чиронской серии Чиронского прогиба.

В основании шазагайтуйской свиты присутствует пачка, в составе которой повторяются ритмы, состоящие (снизу вверх) из крупно-, средне- и мелкогалечных конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов. Мощность отдельных ритмов от 10 до 70 м. Конгломераты в них

составляют более половины мощности. В составе галек присутствуют кислые эффузивы (55%), граниты (23%), кварциты (10%), гранит-порфиры (9%), песчаники и алевролиты (2%), кварц (1%). Характерно уменьшение размерности обломочного материала в направлении с востока на запад при одновременном сокращении мощности пачки от 500 м в долине р. Большой Кангил до 60 м в бассейне р. Барун-Хатехим. Выше этой пачки залегает толща переслаивания алевролитов, песчаных алевролитов, крупно-, средне- и мелкозернистых песчаников. Присутствуют прослои известковистых песчаников и песчаных известняков. Общая мощность свиты 1200 м [1, 2]. Шазагайтуйская свита охарактеризована обильными остатками мшанок, брахиопод, криноидей и отнесена к верхнебашкирскому подъярису [1].

Жипхошинская свита завершает разрез чиронской серии. В центральной части прогиба она со стратиграфическим перерывом, но без видимого углового несогласия залегает на шазагайтуйской свите, а в краевой части, в районе с. Номоконово – с резким угловым несогласием на среднепалеозойском агинско-борщовочном динамометаморфическом комплексе. Свита представлена лишь низами разреза. Более высокие горизонты срезаны разломом, ограничивающим с северо-запада площадь распространения чиронской серии. Разрез включает (снизу вверх) пачку грубозернистых песчаников с прослоями и линзами конгломератов; пачку алевролитов, содержащих мегаспоры и конкреции, сформировавшиеся вокруг остатков конулярий и гастропод, являющуюся хорошим маркирующим горизонтом; пачку переслаивающихся средне- и мелкозернистых песчаников, и песчаных алевролитов. В гальке конгломератов преобладают кислые эффузивы, кварциты, песчаники. Граниты, кремнистые породы и кварц играют второстепенную роль. Видимая мощность свиты более 800 м. Возраст свиты определяется условно как сакмарский – раннеартинский по аналогии с верхоянскими подразделениями, в которых совместно с брахиоподами, аналогичными жипхошинским, встречен *Uraloceras* sp. [1].

Составы пород шазагайтуйской и жипхошинской свит характеризуются низкими значениями индексов химического выветривания $CIA=100 \cdot (Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O))$ [10, 13] (22-53), $CIW=100 \cdot ((Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O)))$ [6] (24-60), высокими величинами индекса выветривания Паркера $WIP=100 \cdot ((2 \cdot Na_2O / 0.35) + (MgO / 0.9) + (2 \cdot K_2O / 0.25) + (CaO / 0.7))$ [11] (52-89) и кремне-титанового индекса $STI=100 \cdot ((SiO_2 / TiO_2) / ((SiO_2 / TiO_2) + (SiO_2 / Al_2O_3) + (Al_2O_3 / TiO_2)))$ [7] (84-90), что свидетельствует о присутствии слабо преобразованного материала на палеоводосборах.

Положение фигуративных точек составов терригенных пород шазагайтуйской и жипхошинской свит на диаграммах $\text{Na}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{K}_2\text{O}$ [4], $(\text{CaO}+\text{MgO}) - (\text{SiO}_2/10) - (\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ [3], $\text{Hf} - (\text{La}/\text{Th})$ [5, 9], $\text{F1} - \text{F2}$ [12] указывает на доминирование в областях размыва магматических пород кислого и среднего состава. В тоже время соотношение $\text{Na}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{K}_2\text{O}$ [4] и $(\text{Zr}/\text{Sc}) - (\text{Th}/\text{Sc})$ [8] позволяет предполагать присутствие среди источников сноса рециклированного материала.

Геохимические особенности терригенных отложений жипхошинской и шазагайтуйской свит Чиронского прогиба свидетельствуют о том, что источниками сноса для них послужили слабовыветрелые породы кислого и среднего состава при участии рециклированного материала.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 18-35-20004).

Литература:

1. Атлас фауны и флоры палеозоя – мезозоя Забайкалья / А.В. Куриленко, Г.В. Котляр, Н.П. Кульков и др. Н.: Наука. 2002. 714 с.
2. Котляр Г.В. Биостратиграфия, мшанки и брахиоподы верхнего палеозоя Забайкалья // Записки Забайкальского филиала Географического общества СССР. Вып. XXVIII. Ч.: Изд-во Забайкальского филиала Геогр. о-ва СССР. 1968. 323 с.
3. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир. 1988. 384 с.
4. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. V. 91. N 6. P. 611–627.
5. Gu X.X. Geochemical characteristics of the Triassic Tethys-turbidites in northwestern Sichuan, China: implications for provenance and interpretation of the tectonic setting // Geochim. Cosmochim. Acta. 1994. V. 58. P. 4615–4631.
6. Harnois L. The CIW index: a new chemical index of weathering // Sediment. Geol. 1988. V. 55. Iss. 3–4. P. 319–322.
7. Jayawardena U.S., Izawa E. A new Chemical Index of Weathering for metamorphic silicate rocks in tropical regions: a study from Sri Lanka // Eng. Geol. 1994. V. 36. P. 303–310.
8. McLennan S.M., Hemming S., McDanniel D.K. et al. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. Controlling the Composition of Clastic Sediments / M.J. Johnsson, A. Basu // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 1993. N 285. P. 21–40.
9. Nath B.N., Kunzendorf H., Pluger W.L. Influence of provenance, weathering and sedimentary processes on the elemental ratios of the finegrained fraction of the bedload sediments from the Vembanad lake and the adjoining continental shelf, southwest coast of India // J. Sediment Res. 2000. V. 70. N 5. P. 1081–1094.
10. Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.
11. Parker A. An index of weathering for silicate rocks // Geol. Mag. 1970. V. 107. P. 501–504.

12. Roser B.D., Korsch R.J. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determinate using discriminant function analysis of major-element data // Chem. Geol. 1988. V. 67. P. 119–139.

13. Visser J.N.J., Young G.M. Major element geochemistry and paleoclimatology of the Permo-Carboniferous glaciogene Dwyka Formation and post-glacial mudrocks in Southern Africa // Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol. 1990. V. 81. P. 49–57.

ПЕТРОХИМИЧЕСКОЕ СРАВНЕНИЕ ТРАППОВ ЮЖНОГО СКЛОНА АНАБАРСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Томшин М.Д., Васильева А.Е.

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г.
Якутск, lexy_v@rambler.ru*

Проведено петрохимическое сравнение крупной Арга-Салинской интрузии с разрозненными трапповыми телами, растянувшимися в северо-западном направлении вдоль долины р. Арга-Сала на протяжении 300 км. Интрузивные тела представлены штоком (АБ-59, 60), маломощными пластовыми интрузиями (АБ-52-54) и дайками (АБ-55-58). Всю группу тел мы условно объединяем в Арга-Салинскую пластовую залежь. Характеристики траппов южного склона Анабарской антеклизы в свое время фрагментарно касался Б.В. Олейников [3] лишь на примере, собственно Арга-Салинской интрузии, здесь же мы дополним выполненные ранее исследования новым материалом, полученным по объектам западного фланга залежи. Изучение геохимического состава данных интрузивов было проведено авторами ранее [1].

Трапповые интрузии южного склона Анабарской антеклизы занимают пространственно обособленное положение от аналогичных образований северо-восточного обрамления Тунгусской синеклизы. Они приурочены к Арга-Салинскому глубинному разлому мантийного заложения, входящего в Южно-Анабарскую систему разломов [3]. Арга-Салинские объекты представлены сочетанием даек и силлов небольшой (первые десятки метров) мощности, расположенных в карбонатных образованиях нижнего кембрия. Между ними, а иногда и скрываясь под ними, располагаются разноориентированные короткие (первые километры) дайки, по всей видимости, выполняющие роль подводящих каналов.

Арга-Салинская интрузия представляет собой субпластовую залежь видимой мощности в береговых разрезах по одноименной реке около 40 м.

Устанавливается следующая последовательность смены пород в разрезе (сверху вниз): офитовые и пойкилоофитовые долериты зоны кровли (до 5 м), оливиновые пойкилоофитовые долериты верхней части разреза (около 5 м), оливиновые офитовые габбро-долериты (6-7 м), габбро-долериты (призматически-офитовые, субгаббровые) средней части разреза (до 12-15 м), пойкилоофитовые и офитовые долериты зоны почвы (до 3 м).

Диапазон изменения составов плагиоклаза, клинопироксена и оливина однозначно свидетельствует о докамерном и внутрикамерном этапах кристаллизации вещества. Для плагиоклаза характерны зональные таблицы, в которых ядерные (часто оплавленные) части выполнены битовнитом (An_{89-85}), а периферийные участки соответствуют лабрадору (An_{71-53}). Лабрадору соответствует и основная масса плагиоклаза долеритов и габбро-долеритов интрузии. Пироксен встречается в двух разновидностях: маложелезистый и более магнезиальный авгит ($Wo_{38}En_{49-50}Fs_{12-13}$) бледно-зеленого цвета и бурый железистый авгит ($Wo_{38}En_{40-42}Fs_{20-21}$). Основная масса оливина отвечает гортонолиту (Fa_{50-60}). Вместе с тем отмечены и редкие более магнезиальные его разновидности (Fa_{26-27}). Следует подчеркнуть постоянное наличие в долеритах и габбро-долеритах гиперстена состава Fs_{35-40} , содержание которого в породах верхней трети разреза достигает 3–4 % объема породы. Он образует как самостоятельные изометричные зерна, так и реакционные каймы вокруг клинопироксена и реже оливина. Отличительная особенность пород Арга-Салинского тела, как и всех изученных тел – присутствие реакционного (по периферии зерен титаномагнетита) и интерстиционного биотита (до 0,5%), агрегата микропегматита и свободного кварца, выполняющих интрестиционные участки пород.

В приустьевой части р. Кукусунда (левый приток р. Арга-Сала) располагается интрузивное тело штокообразной формы. В коренном залегании фиксируется лишь его верхняя тридцатиметровая конусообразная часть (**АБ-59**) и семиметровые протяженные скальные выходы у уреза воды (**АБ-60**). Интрузив сложен среднезернистыми долеритами, обладающими офитовой структурой с элементами порфирового сложения. В эндоконтактной зоне штока порода приобретает облик долеритового порфирита с порфировыми выделениями плагиоклаза, оливина и реже клинопироксена. Порфировые выделения плагиоклаза имеют зональное (по краям таблиц) строение и выполнены битовнитом (An_{85-79}), фенокристаллы магнезиального оливина имеют состав Fa_{28} , а зеленоватый пироксен отвечает авгиту - $Wo_{42}En_{42-44}Fs_{15-16}$. Количество плагиоклаза основной массы в породе 53%, представлен он

лабрадором - An_{71-60} . Его лейсты и таблицы, как правило, слабозонального строения. Клинопироксен (до 32%) формирует таблицы и, реже, ксеноморфные зерна, отвечающие более железистому авгиту ($\text{Wo}_{40-43}\text{En}_{37-40}\text{Fs}_{19-20}$). Значительная часть индивидов авгита обладает двойниковыми структурами, что свидетельствует о динамическом воздействии на породу во время становления интрузива. Количество оливина непостоянно, распределение в породе неравномерное и в целом его содержание не превышает 10%. Состав минерала стабилен и отвечает гортонолиту (Fa_{52-60}). Титаномагнетит (3-5%) - постоянный минерал долеритов. В данном случае он формирует идиоморфные или частично ограненные кристаллы. Мезостазисные участки сложены хлорит-слюдыстым агрегатом, очень редко микропегматитовым агрегатом. Здесь же отмечаются редкие чешуйки биотита.

Характеристика интрузивных тел северо-западного окончания Арга-Салинской залежи будет предложена на примере силлов (**АБ-52-54**) и даек (**АБ-55-58**), расположенных в верхнем течении р. Арга-Салы выше ее правого притока р. Салки. Здесь располагается полоса дайкообразных тел, сопровождаемых маломощными силлами. Интрузивные тела имеют прихотливую конфигурацию, дайки при этом нередко закругляются, по простиранию меняют свое направление, ветвятся. Силлы имеют мощность 25-30 м, а дайки до 40 м. Сложены интрузивы однообразными среднезернистыми пойкилоофитовыми долеритами. Преобладающей формой кристаллов плагиоклаза являются лейсты и призмы. Доминируют зональные индивиды, выполненные лабрадором (An_{72-61}). Вблизи мезостазисных участков призмочки плагиоклаза и его ксеноморфные выделения имеют более кислый состав, вплоть до андезина. Редкие порфиновые таблицы в тонкозернистых разностях пород и центры некоторых зональных таблиц сложены битовнитом (An_{85-79}). Количество плагиоклаза в породе от 47 до 50%. Около 30% объема долерита сложено клинопироксеном таблитчатой формы, состав его отвечает авгиту ($\text{Wo}_{41-38}\text{En}_{39-37}\text{Fs}_{23-21}$). Отмечаются также редкие зерна зеленоватой окраски менее железистого состава ($\text{Wo}_{38-37}\text{En}_{47-45}\text{Fs}_{17-15}$). Таблицы авгита буквально насыщены лейстами плагиоклаза, что придает породе пойкилоофитовый облик. В краевых частях таблиц наблюдаются одиночные и в виде скоплений зерна оливина, который образует и самостоятельные округлые и крупные ксеноморфные выделения среди лейст плагиоклаза. Общее количество оливина в породах не превышает 6%. Минерал по составу отвечает двум группам гиалосидерита (Fa_{35-39} и Fa_{48-52}) и характеризуется хорошей сохранностью. Вместе с тем по отдельным зернам наблюдаются

полные боулингитовые псевдоморфозы. Титаномagnetит (до 3%) представлен изометричными частично ограненными кристаллами. Реже среди вторичных минералов наблюдаются его мелкозернистые выделения. Вторичные минералы (до 7%) представлены хлорит-слюдыстым агрегатом, боулингитом, иддингситом, амфиболом и биотитом.

Таким образом, анализируя вещественный состав описанных выше объектов можно утверждать, что все исследованные разрозненные трапповые объекты сложены однотипными породами, имеющими близкие составы минералов. Базитовый расплав, формировавший интрузивные тела Арга-Салинской залежи, претерпел раннюю раскристаллизацию в промежуточной камере, что зафиксировано наличием двух генераций основных породообразующих минералов. Плагноклаз докамерной кристаллизации представлен битовнитом (An_{89-79}), состав минерала основной массы представлен лабрадором (An_{72-53}). Пироксен также представлен двумя разновидностями авгита: маложелезистый и более магнезиальный (Fs_{12-17}) наряду с более железистой его разновидностью (Fs_{20-23}). Также отмечается наличие гиперстена (Fs_{35-40}). Основная масса оливина отвечает гортонолиту (Fa_{50-60}), более магнезиальные хризолит (Fa_{26-28}) и гиалосидерит (Fa_{35-39}) имеют меньшее распространение.

По петрохимическому составу все исследуемые траппы являются производными толеитовой магмы. Вариации содержаний кремнезема и суммы щелочей (47,54-48,21 SiO_2 и 2,93-3,04 K_2O+Na_2O) соответствуют основным породам нормального ряда. Для пород характерна умеренная доля TiO_2 (1,39-1,58%), FeO_{tot} (12,20-14,53%), индекс магнезиальности $Mg_{\#}$ варьирует в пределах 48-51.

Сравнение петрохимической информации по траппам Арга-Салинской залежи позволило установить, что все тела имеют идентичный состав и подтверждает мнение что, скорее всего, мы имеем дело с одним трапповым sillом внедрявшимся в юго-западном направлении в сторону от Арга-Салинского разлома и который в настоящее время сохранился в виде разрозненных выходов. Выполненное определение изотопного возраста долеритов K-Ar методом, как по sillам, так и по дайкам дает достаточно близкие значения (234 ± 1 ; 256 ± 2 ; 244 ± 3 ; 245 ± 10 ; 239 ± 9 ; 246 ± 12 млн. лет), отвечающие в основном нижнему триасу.

Исследование выполнено при финансовой поддержке грантом РФФИ (Проект № 18-45-140043 p_a) и по плану НИР ИГАБМ СО РАН (№ 0381-2019-0003).

Литература:

1. Васильева А.Е., Копылова А.Г. Траппы Анабарской антеклизы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: мат. Всеросс. научно-практ. конф. Издат. дом СВФУ. 2015. С. 82-85.
2. Горнштейн Д.К., Мокшанцев К.Б., Петров А.Ф. Разломы восточной части Сибирской платформы // Разломная тектоника территории Якутской АССР. Я.: 1976. С. 10-63.
3. Олейников Б.В. Геохимия и рудогенез платформенных базитов. Н.: Наука. 1979. 264 с.

ПЕТРОХИМИЯ ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ ВУЛКАНИТОВ ХАРА-СИССКОГО ПОЛЯ

Трунилина В.А., Роев С.П.

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,
v.a.trunilina@diamond.ysn.ru*

В северной части Индигирского пояса растяжения Верхояно-Колымской орогенной области [3] на рубеже раннего и позднего мела была сформирована Джахтардахская наложенная впадина, включающая одноименное вулканогенное поле на западе и Хара-Сисское – на востоке. В последнем вулканогенная ранне-позднемеловая толща суммарной мощностью 150–170 м залегает на дислоцированных палеозойских карбонатных и кремнисто-вулканогенных образованиях и интродуцирована Хара-Сисским массивом монцонит–сиенит–гранитного состава (рис. 1).

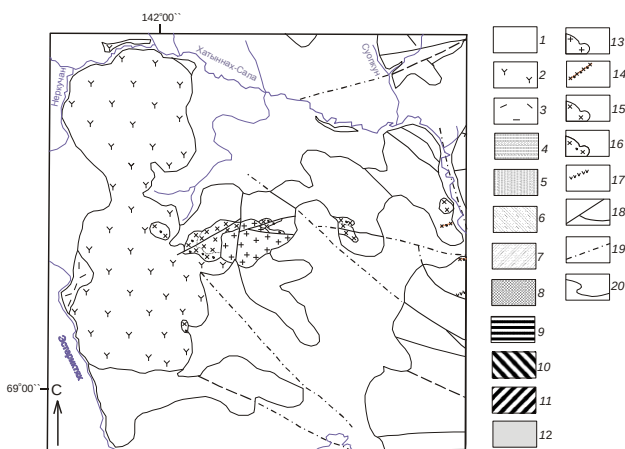


Рис. 1. Геологическая карта северо-восточной части Селенныхского антиклинория [2].

1 – четвертичные отложения; 2 – верхний мел: вулканиты пестрого состава (от трахибазальтов до риолитов); 3 – нижний мел: дациты, риолиты; 4–5 – терригенные породы нижней юры: 4 – верхняя часть, 5 – нижняя и средняя части; 6 – нижний триас, норийский и рэтский (?) ярусы: песчаники, алевролиты и аргиллиты; 7 – верхний силур, лудловский ярус: известняки, доломиты, известковистые сланцы; 8 – нижний силур: известняки, известково-глинистые сланцы; 9–11 – средний ордовик – известняки, доломиты, известково-глинистые и глинисто-хлоритовые сланцы: 9 – нерасчлененные отложения, 10 – волчинская свита, 11 – тарын-юряхская свита; 12 – нижний ордовик, унгинская свита: хлорит-известковистые, серицит-известковистые, серицит-хлоритовые, кварц-серицитовые сланцы, известняки; 13 – позднемеловые граниты; 14 – позднемеловые дайки сиенит-порфиров, кварцевых сиенит-порфиров, граносиенит-порфиров; 15 – позднемеловые сиениты, кварцевых сиенодиориты; 16 – позднемеловые сиенит-порфиры, кварцевые сиенит-порфиры, граносиенит-порфиры; 17 – раннемеловые дайки лампрофиров; 18 – тектонические нарушения; 19 – то же, предполагаемые; 20 – геологические границы, 21 – фациальные границы.

Среди раннемеловых вулканитов резко преобладают нормально-щелочные высокодифференцированные ($DI = 90-96\%$) риодациты и риолиты (рис. 2). Породы гиперглиноземистые (индекс Шенда 1,19–1,39), высококалиевой известково-щелочной серии, гиперстен-нормативные, с преобладанием нормативного ort над ab (36% и 27%). По параметрам состава отвечают поздне- или постороженным образованиям активной континентальной окраины (рис. 3). Максимальная расчетная температура расплава $990^\circ C$ при давлении 7–8 кбар. Содержание P_2O_5 от 0,04% до 0,12%. Среднее содержание F 0,08%.

Состав вулканитов верхнего мела варьирует от субщелочных пикритов до трахидацитов и трахитов при чередовании в разрезе покровов основного, среднего и кислого состава. Все породы умеренно-щелочные, шошонитовой серии щелочности (см. рис. 2). Основные породы оливин-диопсид-, реже – нефелин-оливин-диопсид-нормативные, с преобладанием нормативного ортоклаза над альбитом.. Индекс дифференциации 14–57%. Нормативный состав плагиоклаза в наименее дифференцированных разностях – 97% ап. По соотношениям $Zr - Nb - Y$ породы определяются как внутриплитные щелочные базальты (рис. 4). Соотношения La/Yb (26–37) – Yb (2,3–3,2) в них характерны для производных расплавов, генерировавшихся в метасоматически обогащенном лерцолите [4]. Расчетная температура расплава до 1300°C, давление при магмообразовании – 15-16 кбар, глубина до сейсмофокальной зоны – 300–330 км. Породы характеризуются высокими содержаниями фосфора – в среднем 0,69% P_2O_5 при 0,46% в трахиандезитах и трахитах и 0,33% – в трахидацитах. Следовательно, источник фосфора – обогащенная мантия. Среднее содержание F 0,22% и снижается в наиболее кислых разностях до 0,13%. Наиболее кислые члены ассоциации метаглиноземистые: индекс Шенда 0.83–0.98. Расчетная температура кристаллизации 1100°C при давлении 11–12 кбар.

Секущие вулканиты дайки щелочных трахитов нефелин-диопсид-нормативные, с преобладанием нормативного альбита (43,6%) над ортоклазом (29,6%). Становление даек, как и пород субщелочной ассоциации проходило в обстановке континетального внутриплитного рифтогенеза. Материнский расплав генерировался при большем давлении, чем у аналогичных по основности трахитов: 15-16 и 11–12 кбар. Глубина до сейсмофокальной зоны составляла 340–360 км.

Таким образом, формирование Хара-Сисского вулканогенного поля начиналось в поздне-постороженной обстановке активной окраины континента и завершалось в обстановке внутриплитного континентального рифтогенеза со сменой существенно коровых образований производными мантийных магм, материнский расплав которых генерировался во все более глубоких горизонтах метасоматизированной мантии.

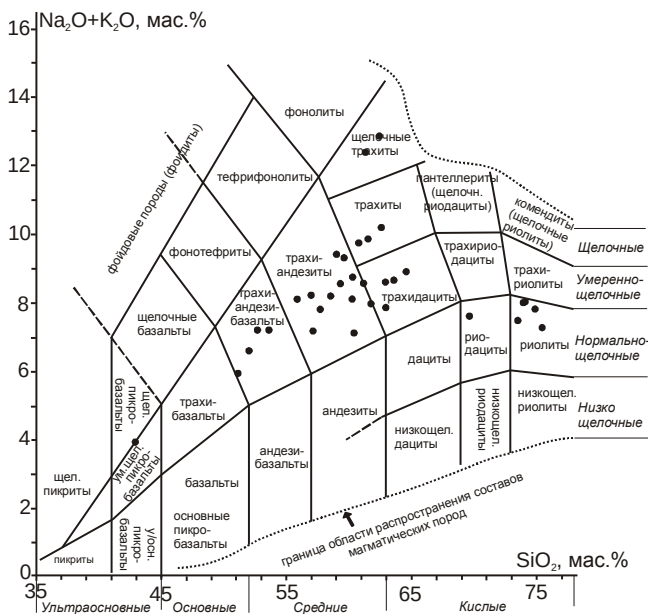


Рис. 2. Соотношения $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ - SiO_2 в вулканитах Хара-Сисского поля.

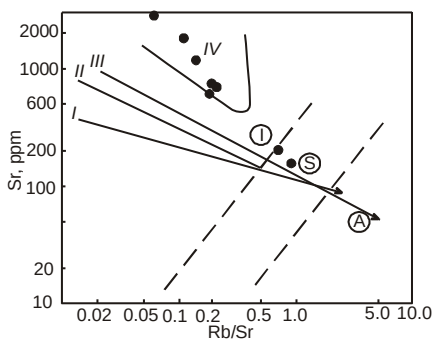


Рис. 3. Геодинамические обстановки формирования вулканитов. Тренды дифференциации типовых серий [1]: I – толеитовая и II – известково-щелочная островных дуг, III – известково-щелочная активных окраин, IV – рифтовых зон гранитоидов.

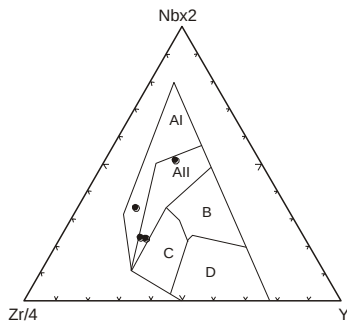


Рис. 4. Соотношения $\text{Zr} - \text{Y} - \text{Nb}$ в позднемиловых вулканитах основного состава. Поля диаграммы [4]: AI + AII – внутриплитные щелочные базальты, AII + C – внутриплитные толеиты, C + D – базальты островных дуг, B – океанические базальты.

Литература:

1. *Даценко В.М.* Петрогеохимическая типизация гранитоидов юго-западного обрамления Сибирской платформы // Материалы Второго Всеросс. Петрограф. Совещ. Т. 2.: Сыктывкар, 2000. С. 270–274.
2. *Самусин А.И.* Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Яно-Индигорская. Лист R-54-XXIX-XXX. Объяснительная записка. – Москва, 1979. 79 с.
3. *Трунилина В.А., Роев С.П., Зайцев А.И.* Петрология гранитоидов юго-восточных районов хр. Полоусного (Верхояно-Колымская орогенная область) // Природные ресурсы Арктики и Субарктики», 2018, № 3. С. 53–70.
4. *Drill S.I., Kuzmin M.I., Tsipukova S.S., Zonenshain L.P.* Geochemistry of basalts from the West Woodlark, Lau and Manus basins: implication for their petrogenesis and source rock composition // Marine Geology, 1997, v. 142. P.57–83.
5. *Meschede M.* A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // Chemical Geology, 1986, v. 56, p. 207–218.

НОВЕЙШИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СЕЙСМИЧНОСТИ АРКТИЧЕСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ЯКУТИИ

**Туктаров Р.М.¹, Тимиршин К.В.¹, Шибяев С.В.¹, Гейслер В.²,
Козьмин Б.М.³.**

1 – ЯФ ФИЦ ЕГС РАН, г. Якутск, tuktarov.rust@mail.ru,

*2 - Институт полярных и морских исследований имени Альфреда
Вегенера, г. Бремерхафен, Германия*

*3 - Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г.
Якутск*

Арктическая зона Республики Саха (Якутия) характеризуется высоким уровнем сейсмичности. Так, через акваторию Северного Ледовитого океана от о. Гренландия к дельте р. Лены следится полоса эпицентров землетрясений, приуроченная к срединноарктическому хр. Гаккеля, вытянутому от Гренландского шельфа к шельфу моря Лаптевых, параллельно линии островов Шпицберген - Земля Франца Иосифа - Северная Земля. Она представляет собой часть крупного Арктико-Азиатского сейсмического пояса, который на юго-востоке пересекает Северо-Восточную Азию, полуостров Камчатку и соединяется с Тихоокеанским сейсмическим поясом, отделяя Североамериканскую плиту от Евразийской и Охотоморской литосферных плит [1, 2, 3].

Для детального изучения сейсмической активности в прибрежной арктической зоне (дельта р. Лены и губа Буор-Хая моря Лаптевых) ЯФ ФИЦ ЕГС РАН совместно с Полярным институтом им. Альфреда Вегенера, Гельмгольтцским центром полярных и морских исследований (Германия), и Институтом океанологии им. Ширшова РАН (Москва) выполнял совместные исследования по проекту «Seismic city and neotectonics of Laptev Sea region (SIOLA)» (Сейсмичность и неотектоника региона моря Лаптевых), начиная с 2015 г. По планам международной научной экспедиции в 2018 г. решались задачи по сбору данных сейсмических наблюдений, ремонту, замене, калибровке, приборов и оборудования, установленного в 2016-2017 гг., а также установке новых сейсмостанций в губе Буор-Хая моря Лаптевых, что удалось выполнить за 8 экспедиционных дней на всех 25 пунктах наблюдений. В результате была получена сейсмическая информация в объеме более 1.2 терабайт за июль 2017 г.–июнь 2018 г. По этим данным составлен каталог землетрясений и построена серия карт сейсмичности различных масштабов. В частности, карта эпицентров землетрясений арктической части Якутии за 2016-2018 гг. (рис. 1) показала, что эта территория сейсмически активна в настоящее время. Самые активные участки приходятся на дельту р. Лена (Оленекская и Быковская протоки) и губу Буор-Хая в южной части моря Лаптевых.

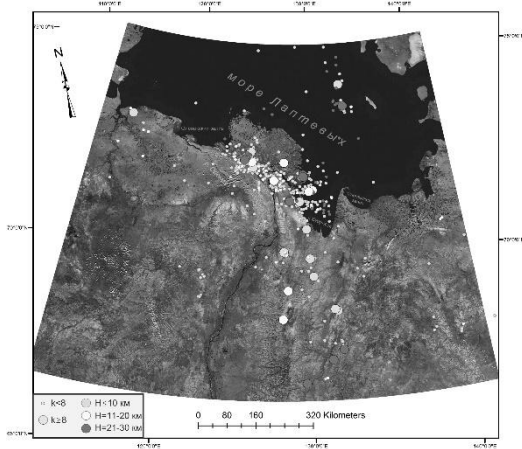


Рис. 1. Сводная карта эпицентров землетрясений арктической части Якутии за 2016-2018 гг.). К – энергетический класс землетрясений).

В настоящий момент в группе обработки ЯФ ФИЦ ЕГС РАН проинтерпретирована большая часть инструментальных данных за 2016-2018 гг. Всего было зарегистрировано 725 местных землетрясений в

интервале энергетических классов $K_p = 4-11$. Эти статистические данные позволили прийти к выводу, что в течение этого периода каждый день в данном районе в среднем происходило по 1-2 подземных толчка.

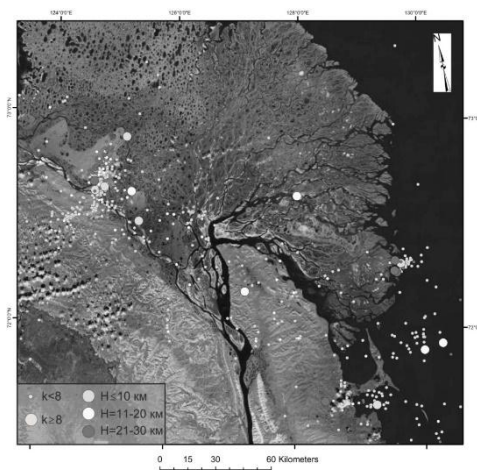


Рис. 2. Детализированная карта сейсмических проявлений дельты р. Лены (Оленёкская, Быковская протоки и губа Буор-Хая) за 2016-2018 гг.

На более подробной карте сейсмичности дельты р. Лена (рис. 2) отчетливо видно, что эпицентры землетрясений в пространствеможно разделить на две группы, имеющих разную тектоническую приуроченность. Для левого берега Оленекской протоки типична мелкофокусная сейсмичность, где землетрясения происходят на глубине, не превышающей 10 км с энергетическим классом $K_p \leq 8$. Правый берег Оленекской протоки характеризуется более широким диапазоном глубины гипоцентров в интервале 0–30 км. Кроме того для правобережья названной протоки характерны наиболее сильные землетрясения с энергетическим классом $K_p \geq 8$. Интересно сопоставить частоту появления сейсмических событий в зависимости от времени года. Так, большая часть землетрясений в 2016 г. произошла в его последнем квартале с октября по декабрь. При этом в пределах этого периода времени наибольшая активность отмечена в ноябре, где на глубинах до 30 км. произошло более 250 землетрясений различных энергетических классов. Подобный эффект повторился в марте 2017 г., где произошли наиболее сильные события за весь период 2016-2018 год. К ним относятся подземные толчки 1 марта в $22^h 42^m$ Гринвича (координаты $72.64^\circ N$ $125.34^\circ E$) с $K_p = 8.9$ и 14 марта в 3^h -

02^m Гринвича (координаты 74.64°N 128.01°E) с_{Kp}=8.8. Самое сильное событие в дельте реки Лена за весь период наблюдений было зарегистрировано 19 августа 2016 г. в 9^h59^m по Гринвичу (координаты 71.9°N и 130.01°E) с_{Kp}=10.9 на глубине 20 км.

По результатам полученных данных можно сделать вывод, что арктическая часть территории Якутии, является сейсмически очень активна и в настоящее время. Здесь, в среднем ежедневно происходит 1-2 местных землетрясения. Для выявления устойчивых сеймотектонических связей необходимо продолжать здесь сейсмический мониторинг путем установки дополнительных сейсмических станций на Оленекской протоке дельты р. Лена. Полученные материалы позволят существенно расширить знания о пространственно-временном распределении эпицентров землетрясений, определить глубину залегания очагов в земной коре, повторяемость сейсмических событий, изучить напряжённое состояние земной коры и дать оценку уровня сейсмической опасности ряда активных участков территории.

Литература:

1. Аветисов Г.П. Сейсмоактивные зоны Арктики. СПб.: ВНИИ Океанология. 1996. 163 с.
2. Грамберг И.С., Деменицкая Р.М., Секретов С.Б. Система рифтогенных грабенов шельфа моря Лаптевых как недостающего звена рифтового пояса хребта Гаккеля – Момского хребта // ДАН СССР. 1990. Т. 11. № 3. С. 689-694.
3. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сеймотектоника Якутии. М.: ГЕОС. 2000. 227 с.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ПРЕДВЕРХОЯНСКОГО ПЕРИКРАТОННОГО ПРОГИБА

Шапорина М.Н., Беспечный В.Н., Мосягин Е.В., Садур О.Г.

АО «СНИИГГиМС», г. Новосибирск, shaporina@sniiggims.ru

Изученность геологического строения Ленской ветви Предверхоянского перикратонного прогиба до недавнего времени основывалась преимущественно на результатах геологической съемки прошлых лет, результатах грави- и магниторазведки масштаба 1:1000000 и 1:200000. Изученность бурением, электроразведочными и сейсморазведочными работами весьма неравномерна. Более того, сейсморазведочные работы, проводившиеся, большей частью в Вилуйской

синеклизе в 60-х-80-х годах прошлого столетия, не информативны и устарели. Стоит отметить, что в зоне сочленения Вилуйской гемисинеклизы и Предверхоанского прогиба, как и на всей территории Вилуйской гемисинеклизы ни одна скважина не вскрыла кровлю кристаллического фундамента, а сейсмические исследования прошлого века так же не достигали кровли кристаллического фундамента. Поэтому все предыдущие карты поверхности кровли кристаллического фундамента основывались только на априорных данных.

Сейсморазведочные работы по речному профилю р. Лена выполнялись в 2018 году. Авторами были проанализированы новейшие данные по сейсморазведочным работам, проведенным в 2014-2018 годах в комплексе с интерпретацией потенциальных полей и их оригинальных преобразований, а также с учетом пространственных моделей полей плотности и намагниченности. В результате была построена модель строения поверхности кристаллического фундамента и палеозой-мезозойского осадочного чехла. Уточнена конфигурация известных и выявлен ряд новых структур. Построена структурно-тектоническая схема кровли кристаллического фундамента Предверхоанского перикратонного прогиба, Вилуйской гемисинеклизы и прилегающих территорий (рис. 1).

Сейсморазведочный профиль по р. Лена пересекает с севера на юг тектонические структуры: Оленекский свод, Кютингдинский грабен, Мунский свод, Линденскую впадину, Китчанскую антиклиналь, Лунгхинско-Келинский мегапрогиб.

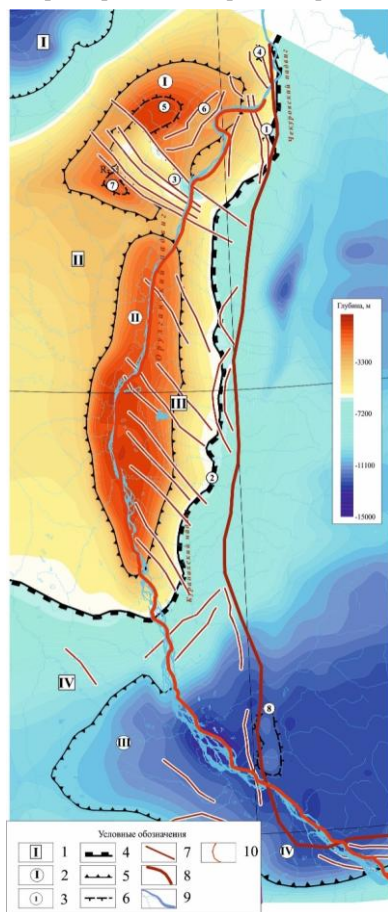
В рамках представленной работы сконцентрируемся на наиболее значимых результатах выполненных исследований – новый взгляд на строение Кютингдинского грабена и Китчанской антиклинали.

Кютингдинский грабен пересекает свод Оленекского поднятия в северо-западном направлении. Детализация строения грабена была сделана по разрезам вдоль трех сейсморазведочных профилей вкрест простирания структуры, отчетливо проявленной в аномалиях гравитационного поля, где охарактеризована резким понижением значений силы тяжести с четкими границами. Разрывные нарушения, ограничивающие Кютингдинский грабен, интерпретируются по карте полного градиента гравитационного поля. На карте плотности, построенной по результатам преобразований гравитационного поля, Кютингдинский грабен охарактеризован низкоплотностной аномалией.

На северо-западе в поперечном сечении грабен имеет ширину около 50 км и максимальную глубину около 4 км, на юго-востоке, по профилю р. Лена ширина грабена по поверхности порядка 35 км и глубиной более 7

км. Грабен имеет ассиметричное строение, с наиболее погруженным северным бортом.

Рис. 1. Структурно-тектоническая схема кровли кристаллического фундамента Ленской ветви Предверхооянского перикратонного прогиба, Вилуойской гемисинеклизы и прилегающих территорий. 1 – надпорядковые структурные элементы: I – Лено-Анабарский прогиб, II – Анабарская антеклиз, III – Предверхооянский краевой прогиб, IV – Вилуойская гемисинеклиза; 2 – структурные элементы 1-2 порядка: I – Оленекский свод, II – Мунский свод, III – Линденская впадина, IV – Лунгхинско-Келинский мегавал; 3 – структурные элементы 3 порядка: 1 - Бесюкесский структурный мыс, 2 - Соболюх-Маянская антиклиналь, 3 – Кютингдинский грабен, Сеттасская антиклиналь, 5 – Сололийский выступ, 6 – Элиотиийский грабен, 7 – Кютингдинское поднятие, 8 – Китчанская антиклиналь; границы: 4 – надпорядковых структурных элементов; 5 – структурных элементов 1-2 порядка; 6 – структурных элементов 3 порядка; 7 – разломы, выделенные по комплексу геофизических методов; 8 - основные надвиги; 9 – гидросеть; 10 - профиль по р. Лена.



Поверхность фундамента, как и осадочная толща в Кютингдинском грабене интенсивно нарушена разрывами со сбросово-сдвиговой составляющей и имеет ступенеобразное строение и представлено серией блоков. В каждом блоке поверхность фундамента моноклинально погружается

на север. Самый глубокий блок погружен на глубину более 7 км. В плане разрывные нарушения внутри Кютингдинского грабена имеют веерообразное строение, раскрывающееся на северо-запад. Осадочное выполнение грабена представлено, предположительно, палеозойскими

отложениями и отложениями верхнего протерозоя, перекрываемыми отложениями пермь-триасового и юрского комплексов.

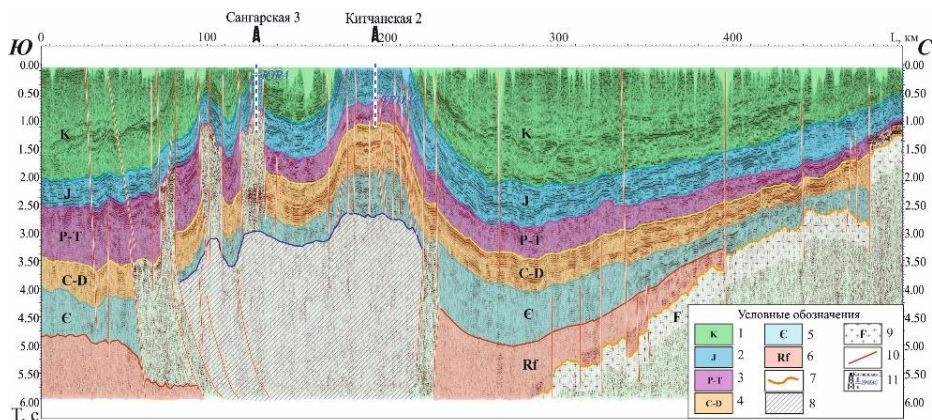


Рис. 2. Сейсмогеологическая модель строения зоны сочленения Предверхоанского перикратонного прогиба и Вилуйской гемисинеклизы по профилю р. Лена.

Отложения: 1 – мела, 2 – юры, 3 – пермь-триасового комплекса, 4 – карбон-девона, 5 – кембрия, 6 – рифея; 7 – кровля кристаллического фундамента; 8 – отложения Верхоянского складчато-надвигового пояса; 9 – кристаллический фундамент; 10 – разломы; 11 – скважины, их название, отбивки.

Строение Китчанской ветви Верхоянского пояса и Восточной части Вилуйской гемисинеклизы в поперечном сечении представлено по речному сейсмическому профилю (рис. 2). Кристаллический фундамент погружается более чем на 12 км в Линденской впадине и на представленном профиле интерпретируется только на северном склоне впадины. В центральной части профиля выделяется линза пород Верхоянского складчато-надвигового пояса, охарактеризованная хаотическим типом сейсмической записи и ограниченная по краям зоной разрывных нарушений базального надвига, дважды пересекаемого профилем. Отложения аллохтона Предверхоанского перикратонного прогиба в зоне его сочленения с Вилуйской гемисинеклизой представлены отложениями мезозоя, перми, карбона, девона, кембрия, возможно, рифея.

Впервые выявленная Китчанская антиклиналь околонурина на структурной карте по кровле фундамента, построенной по результатам гравиразведки. В поле плотности Китчанская антиклиналь обособлена в виде низкоплотностной аномалии. Сейсмический речной профиль

пересекает Китчанскую антиклиналь в южной периклинали, в районе Китчанских скважин, вскрывших удвоение разреза в триасе, связанное с надвиговой пластиной. Китчанская антиклиналь оконтурена по изогипсе - 12200 метров, размеры 23х65 км, амплитуда 550 метров.

Новейшие сейсморазведочные данные в комплексе с оригинальной обработкой потенциальных полей позволили авторам построить геологическую модель строения Ленской ветви Предверхоанского перикратонного прогиба и зоны его сочленения с Вилуйской гемисинеклизой.

ПРИРОДА И ТИПЫ МАНТИЙНЫХ ПЛЮМОВ

Шкодзинский В.С.

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г.
Якутск, shkodzinskiy@diamond.ysn.ru*

После установления в прошлом столетии движения литосферных плит и существования конвекции в мантии гипотеза мантийных плюмов стала массово использоваться для объяснения самых разнообразных явлений в земной коре – от возникновения тектонических структур до формирования разнообразных магматических пород и месторождений. Однако, несмотря на широкое использование, в этой гипотезе до настоящего времени остается непонятным самое главное – причины подъема мантийных плюмов. Это связано с тем, что в геологической науке уже более полувека господствует гипотеза холодной гомогенной аккреции Земли. По этой гипотезе наша планета образовалась путем объединения относительно холодных железных и силикатных частиц, количественное соотношение которых в процессе аккреции не изменялось. В дальнейшем произошло гравитационное разделение этих частиц в земных недрах с образованием железного ядра и силикатной мантии. Вследствие образования в одном и том же процессе дифференциации ядро не может быть намного горячее мантии и приводить к возникновению в ней конвекции.

Высказывались самые невероятные предположения о причинах конвекции: о существовании процессов плавления мантийного вещества под влиянием гипотетических потоков летучих компонентов из ядра; о присутствии в нем скоплений радиоактивных элементов; об аннигиляции частиц и античастиц темной материи, приводящих к его сильному разогреву и др. Существуют многочисленные доказательства образования

железных метеоритов в результате разрушения ядер мелких планет. Поэтому низкие содержания в них летучих компонентов и радиоактивных элементов, а также отсутствие следов аннигиляции вполне определенно свидетельствуют об ошибочности этих предположений.

Следует отметить, что гипотеза холодной гомогенной аккреции была выдвинута О.Ю. Шмидтом [1] исходя из предположения о том, что протопланетный диск возник в результате захвата гравитационным полем Солнца межзвездного газово-пылевого облака. Эта гипотеза не имеет геологических доказательств. Не случайно поэтому к настоящему времени получены десятки свидетельств ее ошибочности и горячего гетерогенного формирования нашей планеты [2]. На такое образование указывают существование трендов магматического фракционирования в мантийных ксенолитах из кимберлитов и в раннедокембрийских кристаллических комплексах, уменьшение температуры образования и изотопного возраста их различных пород в полном соответствии с последовательностью формирования при фракционировании, проекции наиболее древних геотермических градиентов в область очень высокой температуры на земной поверхности и множество других данных. Значение этих свидетельств еще не оценено большинством исследователей. Между тем, они легко объясняют все особенности мантийной конвекции и решают многие другие генетические проблемы.

В десятки – тысячи раз меньшие содержания хорошо растворимых в железе сидерофильных элементов (Ni, Co, Cu, Au и др.) и кислорода в мантийных ксенолитах, чем в случае их химической равновесности с металлическим железом, вполне определенно указывает, что силикатные и железные частицы никогда не были перемешаны в земных недрах и, следовательно, выпадали раздельно. То есть, аккреция была гетерогенной. В этом случае ядро должно было образоваться раньше мантии в результате быстрого объединения железных частиц в протопланетном диске под влиянием магнитных сил, поскольку, например, при сантиметровом размере частиц эти силы были в миллиарды раз мощнее гравитационных [2].

Вследствие быстрого образования под влиянием мощных магнитных сил импактный разогрев ядра был намного большим, чем силикатной мантии, формировавшейся без участия этих сил. Это подтверждается геофизическими данными о на 1000 - 3000 К большей современной температуре ядра по сравнению с мантией [3]. Поэтому горячая гетерогенная аккреция полностью объясняет намного большую температуру земного ядра по сравнению с мантией и существование

мантийных плюмов. Однако не подтверждается широко распространенное предположение о существовании плюмов на самом раннем этапе эволюции Земли. Неизбежное постепенное укрупнение тел в протопланетном диске приводило к сильному росту импактного тепловыделения от ранних стадий аккреции мантии к поздним. Величина роста температуры при этом оценивается различными исследователями от 800 до примерно 3000 °С. Из этого следует очень важный вывод о том, что температура в мантии на ранней стадии эволюции Земли уменьшалось с глубиной, то есть геотермический градиент был обратным по отношению к современному. Следовательно, в это время не было общемантийной конвекции, не поднимались нижнемантийные плюмы и отсутствовали современные геодинамические обстановки.

Постепенный прогрев мантии изначально очень горячим ядром должен был привести к возникновению прямого геотермического градиента и мощной всемантийной конвекции. Резкое возрастание 0,6 – 0,5 миллиарда лет назад интенсивности тектонических процессов, мощности формировавшихся осадков и возраст дна современных океанов менее 0,15 млрд. лет вполне определенно указывают, что всемантийная конвекция началась примерно полмиллиарда лет назад.

Интенсивность этих процессов в период 1,7 – 0,7 млрд. лет назад была самой низкой в истории Земли. Он получил название «мертвая земля» [4]. Это объясняется тем, что к этому времени глобальный магматический океан почти полностью остыл и затвердел, а процессы всемантийной конвекции еще не начались. В период 0,76 – 0,6 млрд. лет назад существовало самое крупное оледенение («замерзшая Земля»). Очевидно, что его существование связано с резким уменьшением магматической деятельности, выделения из магм углекислоты и связанного с нею «тепличного» эффекта в предшествующий период. На планетах земной группы ядра имеют значительно меньший объем, чем земное. Поэтому они не смогли прогреть их мантии, в них не возник прямой геотермический градиент, как на Земле. Это объясняет отсутствие на них ясных признаков проявления плитной тектоники, современного магматизма.

В период аккреции мантии падение очень крупных тел приводило к образованию импактных углублений на дне магматического океана. Заполнявший их преимущественно основной расплав быстро компрессионно затвердевал, так как он оказывался ниже дна магматического океана. Это обусловило образование тел основных пород среди ультраосновных кумулатов мантии. Такое происхождение имеют мантийные эклогиты. Судя по величине импактных бассейнов на Луне и

Меркурии объем основных тел в мантии может достигать миллионов кубических километров. Плотность их пород в среднем на $0,1 \text{ г/см}^3$ ниже, чем вмещающей ультраосновной мантии. Поэтому они должны были всплывать после установления в мантии прямого геотермического градиента. Из этого следует важный вывод о том, что кроме конвекции, связанной с подогревом мантийного вещества ядром, существует конвекция, обусловленная первичной неоднородностью состава мантии.

Эти два типа конвекции (плюмов) существенно различаются по влиянию, оказываемому на литосферу и вызываемому ими магматизму. Разогрев мантии под влиянием ядра относительно мало разуплотнял ее вещество (видимо на сотые доли г/см^3). В соответствии с формулой Стокса скорость всплывания прямо пропорциональна квадрату радиуса тел, поэтому слабо разуплотненное вещество мантии могло всплывать только в виде очень крупных струй. Это объясняет существование в настоящее время огромных суперплюмов диаметром в тысячи километров.

Вещество мантии имеет очень тугоплавкий ультраосновной состав, поэтому оно относительно слабо подплавлялось (на 1 – 4%) под влиянием декомпрессии. Вследствие этого преимущественно твердое вещество ультраосновных суперплюмов имеет огромную (порядка $10^{18} \text{ Н} \cdot \text{с/м}^2$) вязкость. Поэтому они оказывали бо́льшее механическое воздействие на литосферу и приводили к возникновению тектоники литосферных плит.

Основные породы значительно больше отличаются по плотности от мантии, чем подогретое ядром ее вещество. Поэтому сложенные ими плюмы имеют значительно меньший диаметр. Это объясняет широкое распространение относительно небольших (поперечником десятки – сотни километров) плюмов, особенно в океанах. Вследствие большей легкоплавкости их вещество почти полностью переплавлялось под влиянием огромной декомпрессии при подъеме и поэтому имело в триллионы раз меньшую вязкость (десятки $\text{Н} \cdot \text{с/м}^2$), чем ультраосновное вещество суперплюмов. По этой причине такие плюмы почти не оказывали механического воздействия на литосферу. Но расплавленное состояние их вещества приводило к быстрому образованию больших объемов магматических пород. Это объясняет формирование за 1 – 2 миллиона лет гигантских полей траппов объемом в миллионы кубических километров и еще более грандиозных скоплений магматических пород, выделяемых под названием «больших магматических провинций».

Связь движений литосферных плит с ультраосновными суперплюмами, а магматизма – преимущественно с основными плюмами часто приводит к совещению этих процессов. Это объясняет существование магматизма

«горячих точек». Он обусловлен длительным подъемом под движущейся плитой относительно стационарного основного плюма.

Таким образом, новейшие данные о горячей гетерогенной аккреции позволяют объяснить, все казалось, загадочные особенности мантийной конвекции и связанных с ними геологических процессов на различных стадиях эволюции.

Материалы подготовлены по плану НИР ИГАБМ СО РАН, проект № 0381-2019-0003.

Литература:

1. Добрецов Н.Л. Основы тектоники и геодинамики. Н.: Изд. НГУ. 2011. 492 с.
2. Шкодзинский В.С. Глобальная петрология по современным данным о горячей гетерогенной аккреции Земли. Я.: Изд. СВФУ. 2018. 244 с.
3. Шмидт О.Ю. Происхождение Земли и планет. М.: Изд. АН СССР. 1962. 132 с.
4. Bukowinski M.S. Taking the core temperature // Nature. 1999. N 6792. P. 432-433.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ И МЕРЗЛОТОВЕДЕНИЕ

ГЕОХИМИЯ РУДНИЧНОГО ДРЕНАЖА СУЛЬФИДНО-ГЮБНЕРИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХОЛТОСОН (ЗАКАМЕНСКИЙ РАЙОН, БУРЯТИЯ)

Бардамова И.В.

Геологический институт СО РАН, ФГБОУ ВО БГУ, г. Улан-Удэ, irina-bardamova@yandex.ru

Рудничные воды штольни Западная дренируют сульфидно-гюбнеритовое жильное месторождение Холтосон Джидинского рудного узла. Месторождение характеризуется высокой концентрацией оруденения. Основные рудные минералы: гюбнерит и шеелит, второстепенные — пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, блёклая руда и др. Основным ценным компонентом является триоксид W. К попутным компонентам относятся Pb, Zn, Cu и флюорит, среднее содержание которых составляет соответственно 0,5%, 0,38, 0,16 и 3,9 [2, 5]. На поверхности рудника площадью 5,8 км² наблюдаются выходы штолен, карьеры, отвалы отработанных сульфидизированных пород с некондиционным содержанием металлов. [6] В результате взаимодействия подземных вод естественной природной системы с рудничными породами, вскрытыми горными выработками происходит формирование рудничного дренажа, характеризующегося высокой минерализацией, довольно низкими значениями pH, большим содержанием взвешенных веществ и тяжелых металлов.

Воды рудничного ручья штольни Западная поступают в р. Модонкуль, правый приток р. Джиды бассейна оз. Байкал. По данным Росгидромета [3] вследствие такого неорганизованного сброса дренажных рудничных вод река Модонкуль несет наибольшую антропогенную нагрузку и по интегральной шкале качества оценивается как «грязная».

Для выявления влияния техногенных потоков на состояние поверхностных вод реки Модонкуль нами было произведено опробование в контрольных точках - в верхнем течении реки, по руслу рудничного ручья, после впадения ручья в р. Модонкуль и после впадения р. Модонкуль в р. Джиду (рис. 1).

Выбранные точки отбора позволяют проследить за изменением гидрохимических показателей рудничных дренажных вод штольни Западная с момента выхода на поверхность по направлению к устью, а также их влияние на состав поверхностных вод р. Модонкуль.

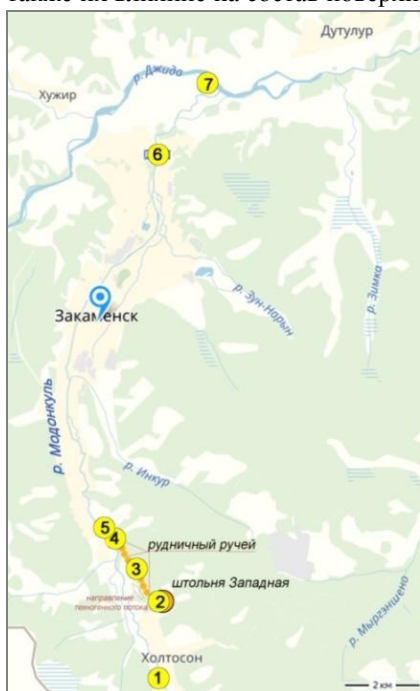


Рис 1. Схема расположения точек опробования в зоне влияния месторождения Холтосон. 1 – верхнее течение р. Модонкуль (фон); 2 – выход дренажных рудничных вод на поверхность; 3 – среднее течение рудничного ручья; 4 – устье рудничного ручья при впадении в р. Модонкуль; 5 – р. Модонкуль после впадения рудничного ручья; 6 – нижнее течение р. Модонкуль; 7 – р. Джида после впадения р. Модонкуль

В верхнем течении реки Модонкуль (т. 1, рис. 1, 2) значение pH лежит в области значений, близких к нейтральным ($\text{pH} = 7,5$). Воды рудничного ручья на протяжении всего русла сохраняют кислую реакцию, изменяющуюся от точки выхода до впадения в р. Модонкуль в интервалах от 3,17 до 3,37 и 3,39 (т-ки 2,3,4; рис. 1, 2). В такой кислой среде концентрации цинка и меди в воде практически не меняются (рис. 3). По А.И. Перельману [4] осаждение гидроксидов Zn и Cu начинается при значениях $\text{pH} = 5,2$ и $5,4$ соответственно, что подтверждают данные опробования, взятые после смешения рудничного дренажа с поверхностными водами р. Модонкуль (т.5, рис. 3). При значении $\text{pH} = 6,8$, отмеченном в т. 5, наблюдается резкое снижение концентраций Zn^{2+} и Cu^{2+} практически до значений ПДК и при дальнейшем опробовании в нижнем течении р. Модонкуль, а также при впадении в р. Джида уже не превышает

предельно-допустимых значений (рис. 3).

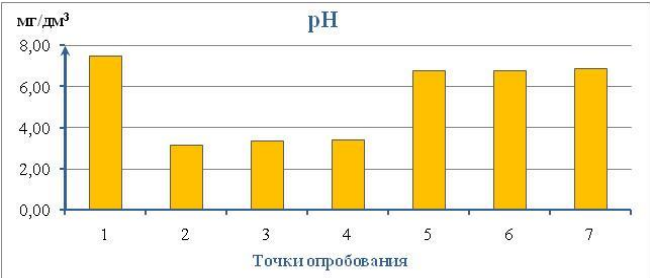


Рис 2. Изменение рН в поверхностных водах в зоне влияния месторождения Холтосон

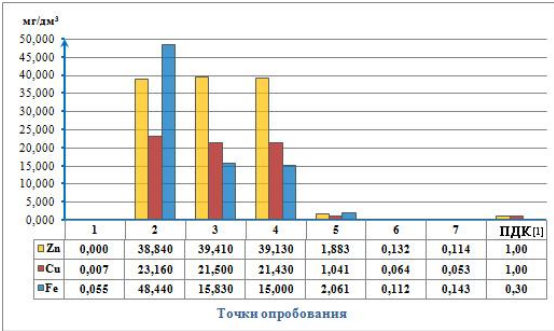


Рис 3. Гидрохимические показатели состава поверхностных вод в зоне влияния месторождения Холтосон

Другая картина наблюдается по ионам железа. Осаждение Fe^{2+} начинается уже при $pH = 2,3$ (А.И. Перельман), поэтому по точкам 2, 3 и 4 по всей длине рудничного ручья с pH от 3,17 до 3,39 наблюдается процесс постепенного осаждения. При резком повышении значений pH в т.5, концентрации Fe^{2+} в водах также резко изменяются до 2,061 мг/дм³, достигая в нижнем течении р. Модонкуль и р. Джиды значений, не превышающих ПДК.

Таким образом, в результате исследования направления техногенного потока установлено, что при смешении кислого рудничного дренажа с водами реки Модонкуль происходит следующее:

- кислая реакция водной среды становится близкой к нейтральной;
- естественные фоновые значения содержаний ионов ТМ (т. 1, рис. 1) изменяются до значений, граничных с ПДК (т. 5), достигая в нижнем течении р. Моднокуль и после впадения в р. Джиды минимальных значений (т-ки 6, 7).

Несомненно, что требуется более детальное исследование техногенных

потоков с учетом переноса ТМ с грубодисперсными примесями, не учитываемыми в химическом анализе водных растворов.

Исследование выполнено в рамках государственного задания ГИН СО РАН по проекту IX.137.1.4. «Взаимодействия в системе вода-порода-органическое вещество в природных и техногенных обстановках Байкальского региона», № гос. рег. АААА-А17-117021310076-3.

Литература:

1. ГН 2.1.5.1315-03. Предельно допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в воде водных объектов хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водопользования. Гигиенические нормативы. – Введ. 2003-15-06.
2. Горная энциклопедия [Электронный ресурс] / Горная энциклопедия, изд. БСЭ 1984—1990 гг. – Режим доступа : <http://www.mining-enc.ru/d/dzhidinskij-volframo-molibdenovyy-kombinat/>
3. Государственный доклад «О состоянии озера Байкал и мерах по его охране в 2016 году». – Иркутск: ИНЦХТ, 2017. – 374 с
4. Перельман А.И. Геохимия природных вод. / М.: Наука, 1982. 154с.
5. Ходанович П.Ю. Молибден-вольфрамовые месторождения Джидинского рудного поля. // Месторождения Забайкалья. – Чита: Москва: Б.и., 1995. Т.1, кн.1. С. 149 – 163.
6. Ходанович П.Ю., Смирнова О.К., Яценко Р.И. Экологические проблемы освоения сульфидсодержащих вольфрамовых месторождений в условиях таежно-мерзлотных ландшафтов расчлененного среднегорья. / Горный информационно-аналитический бюллетень. 2003. № 2. СС. 147–152.

ВЛИЯНИЕ КОМПОНЕНТОВ РАСТВОРА НА СОРБЦИЮ НЕОРГАНИЧЕСКИХ ИОНОВ ИЗ ВОДНЫХ РАСТВОРОВ ПОВЕРХНОСТЬЮ ДИСПЕРСНОГО ЛЬДА

Бурнашева М.П.¹, Федосеева В.И.^{1,2}

1 – Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, г. Якутск, vifgoreva@gmail.com

2 – Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Поверхность льда в естественных условиях Земли может влиять на природные процессы из-за активности квазижидкой пленки, присутствующей на поверхности его кристаллов. Однако, физико-химические свойства этой пленки в научной литературе пока мало охарактеризованы. Исследована сорбция из растворов в воде молибдато-анионов жидкоподобной пленкой дисперсного льда в присутствии фонового электролита KCl при добавлении в систему хлорида магния или этанола. Показано, что увеличение содержания хлорида магния

способствует росту сорбции молибдат-анионов, а спирта, наоборот, понижает. Разные эффекты добавляемых веществ могут быть обусловлены разным влиянием ионов хлорида магния и недиссоциированного полярного органического вещества на структуру воды в жидкоподобной пленке, на характер растворения в ней ионов других веществ, а также возможным взаимодействием полярных органических молекул с поверхностью частиц дисперсного льда.

Наличие квазижидкой пленки на поверхности льда в области температур ниже температуры его плавления является уже известным фактом. Компоненты природной среды могут испытывать опосредованное влияние этой пленки, которое может проявляться, например, в течении ледников, в формировании геохимических ореолов рассеяния растворимых химических веществ в снежном покрове от погребенных рудных тел или источников техногенного загрязнения и т. п. В связи с этим в последние десятилетия расширяется интерес к изучению физико-химических свойств поверхности льда. Так, в работе Ю. Тасаки и Т. Окада [4] рассматривается возможность использования дисперсного льда в качестве неподвижной фазы в хроматографии. Кроме этого наблюдается глубокий интерес к изучению физико-химии поверхности льда в температурных условиях, при которых зарождаются частицы снега.

Участие квазижидкой пленки льда в природных процессах, происходящих в мерзлых и гляциальных системах, может быть обусловлено ее растворяющими свойствами. Это и было установлено [2] на примере некоторых органических кислот и спиртов, растворенных в гидрофобных растворителях (толуол, гексан). Оказалось, что лучше всего сорбируются на льду те вещества, которые не только хорошо растворяются в воде, но имеют также относительно высокий коэффициент распределения между водой и органическим слоем. С ростом содержания таких веществ в системе наблюдалось подплавление дисперсного льда с образованием объемной фазы.

Также было установлено, что квазижидкая пленка исчезает после длительного выдерживания при температурах ниже минус 40°C и снова возрождается при достижении более высоких отрицательных температур. Как при охлаждении, так и при нагревании система достигает равновесия через промежуток времени, обусловленный значением температуры опыта.

Для того, чтобы новые знания были более приложимы к естественным водосодержащим системам, необходимо было провести исследования свойств поверхности на границе раздела льда с водным раствором (содержащим фоновый электролит (KCl)). На основании общих правил

сосуществовании фаз и с учетом результатов исследования сорбции льдом органических веществ из гидрофобного растворителя следует считать, что в водной среде переходный слой на поверхности частиц льда тем более должен существовать.

На примере молибдат - анионов установлено, что сорбция ионов возрастала с ростом pH среды и уменьшалась с понижением температуры [1]. По-видимому, гидроксильные ионы, переходя из раствора в пленку, как растворяющую среду, и вследствие своего сильного «структурирующего» влияния на воду (энтальпия растворения КОН (минус 53,86 кДж/моль) способствуют дополнительному подплавлению слоев льда, прилегающих к пленке. При увеличении толщины пленки, соответственно, возрастало количество сорбированных анионов.

По тому же принципу были выбраны хлорид магния и этиловый спирт, способные оказывать влияние на структуру воды. Результаты сорбционных экспериментов свидетельствуют, что с увеличением концентрации $MgCl_2$ в растворе количество сорбированного на поверхности частиц льда молибдена, как и в случае с гидроксид-анионами, возрастает (рис. 1), что логично вписывается в предполагаемую схему влияния добавленной соли [3]. Наличие этилового спирта в исходном растворе в том же интервале концентраций привело к противоположному результату (см. рис. 1).

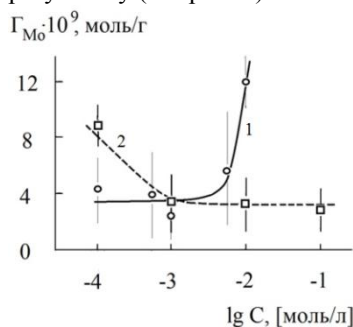


Рис. 1. Зависимость сорбции MoO_4^{2-} на поверхности дисперсного льда от исходной концентрации $MgCl_2$ (1) или этилового спирта (2). Температура $-5,1^\circ C$. Фоновый электролит KCl (11,75 г/100 г воды). Концентрация MoO_4^{2-} $4 \cdot 10^{-5}$ моль/л

По-видимому, полярные гидроксильные группы -ОН молекулы спирта (C_2H_5OH) подобно гидроксильным ионам способствуют увеличению толщины квазижидкой пленки за счет подплавления льда, поэтому наблюдается повышенное значение сорбции молибдена при малой концентрации этанола (см. рис. 1). Однако, гидрофобная часть молекулы (C_2H_5-) противодействует утолщению пленки. Так, при более высоких концентрациях спирта сорбция молибдат-анионов существенно ниже.

Поэтому можно предполагать, что наличие в системе растворимых недиссоциированных соединений с гидрофильными и гидрофобными группами в молекуле в зависимости от концентрации могут оказывать двойное влияние на состояние квазижидкой пленки на границе лед – раствор.

О разном влиянии $MgCl_2$ и C_2H_5OH на квазижидкую пленку в сорбционных экспериментах и на систему в целом свидетельствует разное поведение частиц снега после сорбции. В первом случае частицы снега в водном растворе KCl разобщены, то есть, они гидрофильны. Во втором - агрегируются, что может быть связано с гидрофобизацией поверхности частиц снега вследствие адсорбции молекул спирта. Эти предположения требуют проверки в подобных экспериментах с использованием разных органических веществ.

Таким образом, на примере сорбции молибдат-анионов показано, что квазижидкая пленка на поверхности льда проявляет сорбирующие свойства, характер которых может меняться в зависимости от свойств сосуществующих в системе растворимых компонентов и их концентрации.

Результаты настоящей работы свидетельствуют, что роль переходной пленки на границе льда с водным раствором в миграции растворимых веществ в природных условиях может существенно изменяться в зависимости от состава порового раствора.

Литература:

1. Нечаев Е.А., Федосеева В.И., Федосеев Н.Ф. Поверхностные свойства дисперсного льда (снега) // Журн. физич. хим. 1981. Т. 55. № 7. С. 1822–1826.
2. Федосеева В.И., Федосеев Н.Ф. Сорбция молибдат-анионов квазижидкой пленкой на поверхности дисперсного льда // Коллоид.журн. 2010. Т. 72. № 4. С. 574–576.
3. Федосеева В.И., Федосеев Н.Ф., Бурнашева М.П. Влияние структурирующих воду ионов магния на состояние жидкоподобной пленки льда // Коллоид.журн. 2015. Т. 77. № 6. С. 812–814.
4. Tasaki Y., Okada T.. Ice chromatography a new physicochemical approach to water-ice surface // International Snow Science Workshop. Whistler. 2008. P. 1027–1034. URL: http://arc.lib.montana.edu/snow-science/objects/P_8031.pdf.

ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ВОЗДУШНОЙ СРЕДЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ ПО ДАННЫМ СОЛНЕЧНОГО ФОТОМЕТРА ЗА ПЕРИОД 2015-2017 гг.

Васильев М.С.^{1, 2}

1 - Институт космических исследований и астрономии им. Ю.Г.

Шафера СО РАН, г. Якутск, m.s.vasiliev@ikfia.ysn.ru

*2 - Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г.
Якутск*

Известно, что лесные пожары носят характер чрезвычайных ситуаций, связанных с изменением свойств и состава воздушной среды атмосферы. Изменения прозрачности атмосферы в ходе очагов горения лесного массива зависят от наличия дымового аэрозоля. Эти изменения приводят к понижению и охлаждению приземной температуры воздуха [1]. В работе [2] по данным наземных наблюдений АОТ за период 2004–2014 гг. была проведена классификация прозрачности атмосферы и выполнен сравнительный анализ годового хода среднемесячных значений АОТ с данными спутникового мониторинга. Также было установлено, что в дни с максимальными значениями АОТ наблюдался смог (дым), образовавшийся вследствие горения лесного массива. В настоящей работе расширен диапазон анализируемых данных до 2017 г.

Мониторинг АОТ проводился солнечным фотометром CIMELCE-318 (координаты прибора: 61,662N; 129,367E) [3]. Были использованы данные АОТ уровня 2 на длине волны $\lambda=500$ нм (<https://aeronet.gsfc.nasa.gov/>). Информация об очагах горения лесного массива на территории Якутии и соседних регионах получена на основе данных системы FIRMS (<https://earthdata.nasa.gov/data/near-real-time-data/firms/active-fire-data>). Пространственный и временной анализ траектории распространения воздушных масс осуществлен с помощью модели HYSPLIT (<http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>).

Классификация прозрачности атмосферы состоит из трех классов [2]: *I* класс – «чистая» атмосфера (значения АОТ меньше 1-го квартиля выборки измерений); *II* класс – «типичная» атмосфера (значения АОТ находятся между 1-м и 3-м квартилями указанной выборки, что соответствует 50% всех возможных состояний прозрачности атмосферы); *III* класс – замутненная «грязная» атмосфера (АОТ превышает значение 3-го

квартиля).

В таблице 1 приведены основные характеристики АОТ за период 2004–2017 гг. За рассматриваемый период минимальные значения АОТ относящиеся к III классу прозрачности атмосферы находились в пределах от 0,111 (2004 г.) до 0,252 (2008 г.), а максимальные – от 0,296 (2004 г.) до 3,700 (2017 г.). На рис. 1 представлен межгодовой ход максимальных значений АОТ (III класс) по данным солнечного фотометра и очагов горения лесного массива в Якутии за период 2004–2017 гг. Видно (см. рис. 1), что наблюдается хорошая корреляционная связь $R=0,6$ при критических значениях $r_{\text{крит.}}=0,48$ с уровнем достоверности $P=99\%$. При этом значение коэффициента детерминации указывает на зависимость максимальных значений АОТ (III класс) от очагов горения лесного массива (дымового аэрозоля) в пределах 40%. Однако считаем, что данная зависимость может быть выше. Например, 19.04.2009 г. при наличии максимального значения АОТ=0,526 на территории Якутии не наблюдались очаги горения лесного массива. За период 16–19 апреля 2009 г. лесопожарная активность наблюдалась в соседних регионах, траектории распространения воздушных масс смога (дымы) которых непосредственно охватили месторасположение солнечного фотометра.

Таблица 1

Основные характеристики АОТ ($\lambda = 500 \text{ нм}$) за период 2004–2017 гг.

Год	N	N ₁	N ₂ / N ₃	Характеристики АОТ III класса		
				Минимум	Максимум	M ₀
2004	69	1433	19 / 4	0,111	0,296	0,192
2005	109	2492	29 / 14	0,114	0,660	0,147
2006	98	2471	25 / 19	0,209	1,383	0,226
2007	106	3259	27 / 3	0,131	0,618	0,392
2008	104	2784	27 / 25	0,252	1,424	0,261
2009	164	4743	48 / 27	0,181	0,526	0,222
2010	159	4552	44 / 13	0,131	0,462	0,209
2011	106	2336	27 / 23	0,205	2,473	0,263
2012	117	3009	32 / 23	0,232	3,698	0,278
2013	134	3416	36 / 22	0,140	1,076	0,175
2014	134	3170	36 / 17	0,223	2,582	0,345
2015	134	3426	35/27	0,131	1,969	0,147
2016	170	4784	48/24	0,130	2,485	0,178
2017	172	4740	44/27	0,162	3,700	0,240
Примечание: N – число дней измерения АОТ; N ₁ – число сеансов измерения АОТ; N ₂ – число дней с III классом прозрачности атмосферы; N ₃ – число дней с III классом прозрачности атмосферы свыше M ₀ , где M ₀ – Мода (варианта с наибольшей частотой проявления).						

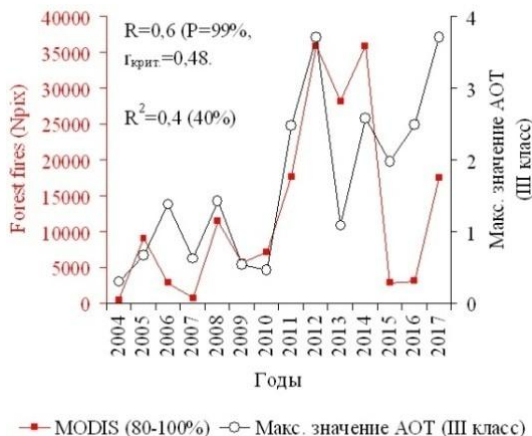


Рис. 1. Межгодовой ход максимальных значений АОТ (III класс) и очагов горения лесного массива (данные спектрорадиометра MODIS с уровнем достоверности 80-100%) в Якутии за период 2004-2017 гг.

В целом установлено, что за период 2004–2017 гг. ежегодно дни со значениями АОТ, относящимися к III классу прозрачности атмосферы («грязная» атмосфера) за рассматриваемый период находились в пределах 25-30% общего числа дней измерения АОТ.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации бюджетной темы II.16.1.7. 0375-2018-0004 (номер государственной регистрации № АААА-А17-117021450054-8).

Литература:

1. Васильев М.С., Николашкин С.В. Температурный эффект дымового аэрозоля в летний сезон над центральной частью Якутии за период 2004–2014 гг. // Оптика атмосферы и океана. 2015. Т. 28. № 12. С. 1106–1111.
2. Васильев М.С., Николашкин С.В., Бороев Р.Н. Состояние прозрачности атмосферы над центральной частью Якутии по данным солнечного фотометра за период 2004–2014 гг. // Метеорология и гидрология. 2017. №11. С. 14–20.
3. Dubovik O., Smirnov A., Holben B.N., et al. Accuracy assessments of aerosol optical properties retrieved from Aerosol Robotic Network (AERONET) Sun and sky-radiance measurements // J. Geophys. Res. 2000. V. 105 (D8). № 4. P. 9791–9806.

НОВЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ РАДИОИМПЕДАНСНОГО И РМТ ЗОНДИРОВАНИЙ ПРИ ПОИСКАХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В КРИОЛИТОЗОНЕ

Ефремов В.Н.

*Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск,
vne@mpi.ysn.ru*

Радиоимпедансное зондирование мерзлых грунтов [1] оперирует такими известными понятиями, как модуль и аргумент (фаза) поверхностного импеданса. Для их измерения традиционно используются сигналы удаленных радиостанций на частотах диапазона 10-1000 кГц. Интерпретация данных на достаточном, для получения кривых частотного зондирования, числе частот принимаемых радиостанций (более пяти) дает возможность построить геоэлектрический разрез на всю глубину, оцениваемую по толщине скин-слоя на самой низкой частоте. В результате будут получены значения мощности, удельного электрического сопротивления ($УЭС$) и относительной диэлектрической проницаемости для каждого интерпретируемого слоя, которых может быть до шести, по всей глубине зондирования [1].

Метод очень информативен, но проблему для его применения создает отсутствие достаточного для полноценного частотного зондирования числа уверенно принимаемых частот радиостанций, которых должно быть не менее пяти. В удаленных районах криолитозоны практически таких частот принимается лишь одна-две.

Однако, по значениям модуля и фазы поверхностного импеданса, измеренным на одной частоте определяются эффективные значения электрического сопротивления, диэлектрической проницаемости и толщины скин-слоя.

В этой связи, наиболее простыми решениями проблемы являются предложенное нами совместное рассмотрение эффективных значений электрического сопротивления и диэлектрической проницаемости, полученных измерениями на одной частоте [2], а также определение толщины скин-слоя и экспресс-зондирование [1] на двух частотах. Осуществление решений, позволяющих повысить информативность 1-2 частотных данных, получаемых для поиска и картирования полезных ископаемых (ПИ) криолитозоны, предлагается следующими способами.

1. Одночастотное профилирование и картирование по

электромагнитному сопротивлению [2] для поиска подземных вод, проводящих, либо плохо проводящих ПИ в многолетнемерзлых горных породах. К проводящим ПИ, очевидно, относятся металлические руды, а также угли, черные сланцы и глины, к плохопроводящим – неметаллические ПИ. Методика и примеры использования на таликах представлены в работе [2].

2. Одночастотное профилирование и картирование по толщине скин-слоя глубины залегания проводящих ПИ, залегающих под плохопроводящими наносами. Рассмотрим этот способ на примере оценки глубины залегания золотосодержащих черных углистых сланцев под высокольдистыми илами в районе п. Кулар (рис. 1). Очевидно, что черные сланцы, за счет своего низкого УЭС, настолько резко уменьшают толщину скин-слоя на частоте 280 кГц, что она становится сравнимой с мощностью перекрывающих их высокольдистых илов. При этом зависимости изменения по буровой линии значений глубины залегания черных сланцев и толщины скин-слоя практически совпадают.

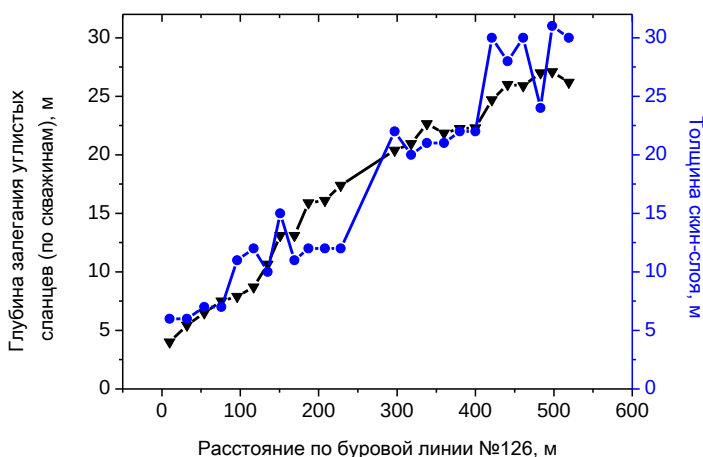


Рис. 1. Значения толщины скин-слоя и глубины залегания черных сланцев под высокольдистыми илами (по данным бурения) в районе п. Кулар

3. Двухчастотное экспресс-зондирование для оценки УЭС и глубины залегания проводящих ПИ под плохопроводящими мерзлыми дисперсными отложениями. Методика экспресс-зондирования и примеры использования представлены в работе [1].

Кардинальным решением проблемы является применение модификации РМТ зондирования с использованием автономного источника поля, называемой радиомагнитотеллурическим зондированием с контролируемым источником (РМТК) [3]. Пример его применения представим результатами проведения РМТК в районе п. Айхал. Здесь частотные кривые были получены с использованием контролируемого источника на частотах 1.5, 15, 110, 220, 440 и 880 кГц (рис. 2).

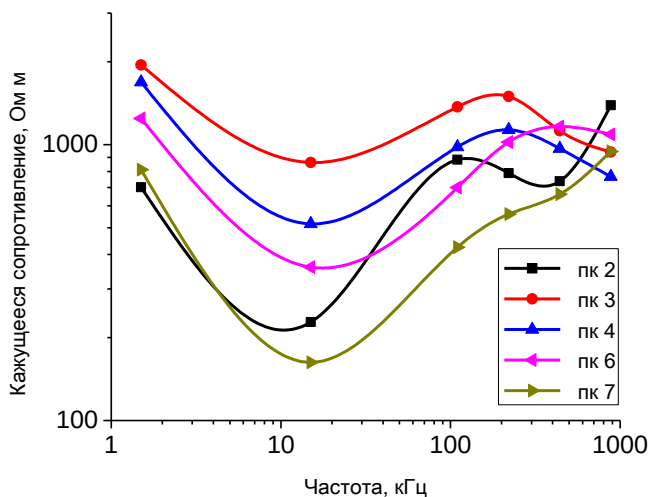


Рис. 2. Частотные кривые РМТК – зондирования в районе п. Айхал

Полученные кривые частотного зондирования позволили провести интерпретацию по методике РМТ зондирования с помощью пакета прикладных программ.

Как показали результаты проведенного нами численного моделирования, РМТК зондирования могут быть весьма эффективны при поисках и картировании кимберлитовых трубок.

В заключение, следует отметить, что применение радиоимпедансных и РМТК зондирования позволит существенно оптимизировать геофизические работы при поисках месторождений полезных ископаемых, а в последующем, и при их разработке открытым способом.

Литература:

1. Ефремов В.Н. Радиоимпедансное зондирование мерзлых грунтов. – Якутск: Изд-во ФГБУН Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, 2013. 204 с.

2. Ефремов В.Н. Возможности регистрации геофизических аномалий от талых и водоносных горизонтов в мерзлых толщах // Криосфера Земли. – 2017. – Т. XXI, № 6. С. 129–133.

3. Сараев А.К., Симаков А.Е., Шлыков А.А. Метод радиоманнителлурических зондирований с контролируемым источником // Геофизика. № 1, 2014. С. 18–25.

ОЦЕНКА МОЩНОСТИ МЕРЗЛЫХ ПОРОД РАДИОИМПЕДАНСНЫМ И РМТ ЗОНДИРОВАНИЕМ

Ефремов В.Н.

*Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск,
vne@mpi.ysn.ru*

Мерзлая толща сложена многолетнемерзлыми горными породами и ограничена сверху подошвой сезонноталого слоя, а снизу – кровлей горных пород, находящихся в талом состоянии. В отдельных случаях многолетнемерзлая толща прерывается межмерзлотными таликами.

Величина электрического сопротивления дисперсных пород в мерзлом и талом состоянии значительно различаются. Иногда это различие доходит до одного-двух порядков величины, т.е. в 10-100 раз. Подобное различие, но в меньшей степени наблюдается и для величины диэлектрической проницаемости увлажненных и водонасыщенных пород. Контрастность значений указанных величин для талых и мерзлых, сухих и влажных пород позволяет оперативно и с достаточной точностью определить мощность мерзлых пород, перекрывающих талые или водонасыщенные горизонты методами частотного зондирования.

Из них наиболее приемлемыми являются методы использующие данные измерений модуля и фазы поверхностного импеданса, по которым определяются эффективные (кажущиеся) значения электрического сопротивления и диэлектрической проницаемости.

Решение задач оценки мощности мерзлых дисперсных отложений и в целом мерзлых толщ для южных областей криолитозоны, глубины залегания межмерзлотных таликовых зон и водоносных горизонтов вполне обеспечивается радиоимпедансным зондированием, имеющим глубинность до 100м [1]. Оценка мощности мерзлой толщи и глубины залегания подмерзлотного водоносного горизонта более 100 м потребует применения метода радиоманнителлурического зондирования с контролируемым источником (РМТК) [3], имеющего глубинность до 500

м. Дополнительным достоинством обоих методов является использование незаземленных приемных линий, позволяющих проводить зондирования с любых поверхностей земли, в том числе и поверхности акваторий.

Для приближенной оперативной оценки мощности горизонтов мерзлых дисперсных отложений используем методику радиоимпедансного экспресс-зондирования (РЭЗ), которая осуществлена использованием двухчастотных измерений модуля поверхностного импеданса на теоретической основе [1]. Из математических построений с использованием известных формул получено выражение для определения мощности верхнего слоя

$$h_{\text{верх}} = \frac{6,67 \cdot 10^7 \left(\Delta |\delta|_{\text{изм}} - \frac{\sqrt{\rho_{\text{ниж}}} (\sqrt{f_1} - \sqrt{f_2})}{1,34 \cdot 10^5} \right)}{\Delta f},$$

где $\Delta |\delta|_{\text{изм}}$ - разность значений $|\delta|$, измеренных на двух частотах; Δf - разность частот f_1 и f_2 ; $\rho_{\text{ниж}}$ - удельное электрическое сопротивление нижнего слоя, определяемое по формуле

$$\rho_{\text{ниж}} = \frac{18 \cdot 10^9}{f_1 f_2} \left(\frac{f_1 |\delta_2| - f_2 |\delta_1|}{\sqrt{f_1} - \sqrt{f_2}} \right)^2.$$

С помощью приведенных формул мощность горизонта мерзлых пород определяется приближенно, как глубина залегания проводящего горизонта под перекрывающим плохопроводящим горизонтом.

Более точно мощность горизонта мерзлых дисперсных отложений определяется в результате частотных радиоимпедансных зондирований. Для этого производятся измерения модуля и фазы поверхностного импеданса на пяти и более частотах. Полученные данные зондирования интерпретируются по комплексной методике [1], включающей использование рекуррентного принципа и решение обратной задачи при совместном рассмотрении частотных зависимостей модуля и аргумента поверхностного импеданса методом регуляризации А.Н. Тихонова. Интерпретация производится в диалоговом режиме на компьютере.

РМТ зондирования интерпретируются с помощью прилагаемого к аппаратуре пакета программ, разработанных на основе математического

аппарата магнитотеллурических зондирований с использованием инверсии данных.

Определения мощности МДО радиоимпедансным экспресс-зондированием (РЭЗ) и радиочастотным импедансным зондированием (РИЗ) достаточно хорошо бьются между собой. Так, на участке, расположенном в сосновом бору, в 200 м от стационара «Гуймаада» ИМЗ СО РАН, мощность мерзлых дисперсных отложений, определенная на одном из пунктов, по РЭЗ составила 20,6 м и по РИЗ также 20,6 м. На другом пункте данного участка, соответственно – 18,5 м по РЭЗ и 18,3 м по РИЗ.

Сопоставление результата определения мощности мерзлых дисперсных отложений в результате интерпретации РИЗ по комплексной методике и бурения на том же участке стационара «Гуймаада» ИМЗ СО РАН приводит к следующему. По результатам РИЗ (зондирование в сентябре 2007 г., интерпретация весной 2008 г.) мощность мерзлых дисперсных отложений определена в 38,8 м, а по данным бурения, проведенного под руководством Спектора В.Б., в июле 2008 г., мощность дисперсных отложений, представленных песками, супесями, суглинками и глинами, составила 38,1 м. Ниже залегают алевроиты с прослоями торфов, песчаников и глин. Таким образом, в данном случае, погрешность определения радиоимпедансным зондированием мощности мерзлых дисперсных отложений составила всего 2%.

Оценку мощности мерзлой толщи в районе г. Айхал по данным РМТК зондирования, полученным в июне 2017 г. в районе хвостохранилища ОФ 14 ОАО «АЛРОСА», удалось получить по методике, приведенной в работе [3]. В результате интерпретации мощность мерзлой толщи на участке составила 290 м, что согласуется с литературными данными.

Таким образом, радиоимпедансное и РМТ зондирования являются эффективными средствами оценки мощности горизонтов мерзлых горных пород. В заключение можно сделать следующие выводы:

1. Радиоимпедансное и радиомагнитотеллурическое (РМТ) зондирования позволяют решить весь круг задач, связанных с оценкой мощности мерзлых дисперсных пород, в целом мощности мерзлых толщ криолитозоны, глубины залегания межмерзлотных таликов и вод, подмерзлотных подземных вод.
2. Радиоимпедансным зондированием надежно и достаточно точно определяется мощность мерзлых дисперсных отложений. РМТК зондирования позволяют повысить глубинность исследований и определить мощность мерзлой толщи в целом.

3. Имеющаяся у обоих методов возможность определения диэлектрической проницаемости, наряду с электрическим сопротивлением, позволяет значительно расширить их возможности, по сравнению с другими методами электроразведки.

Литература:

1. Ефремов В.Н. Радиоимпедансное зондирование мерзлых грунтов. – Якутск: Изд-во ФГБУН Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, 2013. 204 с.

2. Ефремов В.Н. Поверхностный импеданс криолитозоны на радиочастотах // Геофизические исследования в Якутии. – Якутск: Изд-во Якутского госуниверситета, 1995. С. 70–80.

3. Сараев А.К., Симаков А.Е., Шлыков А.А. Метод радиоманнителлурических зондирований с контролируемым источником // Геофизика. № 1, 2014. С. 18–25.

ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КЮЧУС

Кобелева В.П.¹, Васильева О.И.¹, Легостаева Я.Б.², Попов В.Ф.¹

*1 – Северо-Восточный федеральный университет
им. М.К. Аммосова, г. Якутск, vikk828@mail.ru*

*2 – Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г.
Якутск, ylego@mail.ru*

Коренное месторождение золота Кючус является вторым по величине в республике Саха (Якутия) после Нежданинского. Хотя Кючусское рудное поле (Нижне-Кючюское золото-сурьмяное рудопроявление) было открыто Центральной поисково-съёмочной экспедицией Якутского ТГУ в 1963 г. добыча золота на месторождении не начиналась. В начале 90-х годов был построен вахтовый посёлок: общежития, столовая, гаражи, мастерские, компрессорная, а также была пройдена штольня длиной около 50 м с отбором представительной технологической пробы. Геологическое изучение месторождения с целью подготовки экономического обоснования проводилось и в начале XXI века. Начало его освоения, скорее всего вопрос ближайших лет.

Геоэкологические условия при горнодобывающей деятельности на Севере определяются сопряжением физико-географических и горно-

технических условий, а также технологических методов разработки месторождения [1].

В тектоническом отношении Кючусское рудное поле приурочено к Центральнокларскому антиклинорию Верхояно-Чукотской складчатой области. Расположено в слабобасчененной предгорной равнине, осложненной эрозионно-аккумулятивной деятельностью р. Яна и ее левых притоков рек Курунг-Юрях, Чучун и Кючус, стекающих с восточного склона хребта Кулар. Река Яна протекает юго-восточнее, восточнее в 6 км от рудного поля месторождения Кючус. Наивысшая точка водораздела – 1302 м, устье реки Кючус расположено на отметке 43 м. В районе рудного поля абсолютные отметки возвышенностей 100 – 250 м, относительные превышения 50 – 150 м. Отметка уреза воды в р. Кючус в районе вахтового поселка 60 м. Ближайший населенным пунктом является пос. Усть- Куйга, расположенный в 40 км к северу на правом берегу реки Яны. По руслу р. Кючус проходит административная граница Верхоянского и Усть-Янского районов. 80 – 90 % месторождения находится на территории Верхоянского района.

Реки по классификации М.И. Львовича субарктического типа, в зимний период полностью перемерзают, питание в основном снеговое, подземное питание почти отсутствует, благодаря многолетней мерзлоте. Её мощность около 500 м, температура на подошве слоя годовых колебаний изменяется от -6,8 до -10°C [5]. Мощность сезонно-талого слоя колеблется от 0,2 до 1,5 м. На территории имеется несколько небольших озер термокарстового происхождения глубиной до 10–15 м, их воды пригодны для питьевых нужд. Толщина льда здесь не превышает 1,2 м. Реки, ручьи и озера замерзают в октябре, вскрываются в конце мая – начале июня.

Климат субарктический резкоконтинентальный, до побережья Янского залива моря Лаптевых около 200 км. Среднегодовая температура колеблется от -13 до -18 °С. Минимальная температура достигает -60 °С, максимальная – до +30 °С. Среднегодовое количество осадков 160-200 мм, значительная часть выпадает летом, до 134 мм. Годовое количество осадков превышает величину испаряемости, поэтому увлажнение избыточное. Устойчивый снежный покров устанавливается во второй половине сентября, ее глубина составляет от 40 до 70 см, сходит в конце мая.

Согласно схеме мерзлотно-ландшафтного районирования [4] территория месторождения принадлежит Янской плоскогорной провинции, представленный горно-долинным террасовым ландшафтом с лиственничными редколесьями ерниковыми кустарничково –

зеленомошными и кустарничково – лишайниковыми, а в долине р. Кючюс – горно-долинным ландшафтом с рединами лиственницы даурской и ерниковыми редколесьями с участками пушицевых болот (рис.1).

Согласно карты мерзлотно-гидрогеологического районирования Восточной Сибири масштаба 1:2500000 [2, 3] район рудного поля расположен в пределах Куларского адмассива Центрально-Куларского гидрогеологического массива. В соответствии с геологическим строением и особенностями мерзлотных условий района здесь выделяются: надмерзлотные подземные воды четвертичных отложений и подмерзлотные водоносный комплекс триасово-юрских отложений. Последние имеют минерализацию 2,2 г/л, их пьезометрический уровень устанавливается на глубине около 70 м от поверхности земли, а величина напора составляет 349 м.

Рудное поле сложено терригенными образованиями ладинского яруса среднего триаса. Литологический состав разреза представлен алевролитами, аргиллитами и песчаниками. Глубина оценки оруденения месторождения Кючус достигает горизонта -550 м (650 м от поверхности). По минеральному составу руды Кючусского месторождения относятся к малосульфидной золото-кварцевой формации. Руды месторождения комплексные относятся к золотосурьмяному мышьяковистому типу, содержат вредные примеси, силикозоопасны и опасны по взрыву сульфидной пыли [7].



Рис.1. Ландшафты месторождения Кючус

В районе геологоразведочных работ характерна средняя степень нарушенности среды. Регулярны проявления разных по интенсивности криогенных процессов (термокарст, термоэрозия, пучение, трещинно-полигональные почвы и др.) при сильно-льдистых (до 40–60 %, а с учетом

вмещающих ПЖЛ до 80–90 %) отложениях.

По результатам геоэкологической съемки масштаба 1:50000 в пределах рудного поля месторождения Кючус в почвах и грунтах максимальные содержания мышьяка превышают ПДК в 500 раз, сурьмы в 67 раз, ртути в 3,6 раза. Свинец, цинк, медь и другие металлы распространены достаточно равномерно в содержаниях чаще всего превышающих ПДК для почв [6]. Следует отметить, что экогеохимические особенности поведения элементов токсикантов для субарктики физико-географической страны Северо-Восточной Сибири не изучены.

Таким образом экстремальные природно-климатические условия, легко ранимые мерзлотные ландшафты, инженерно-геологические и геолого-геохимические особенности месторождения, высоконапорные подмерзлотные воды определяют высокие риски геоэкологического характера, при этом возможно распространение негативного техногенного воздействия и загрязнения далеко за пределы месторождения.

Литература:

1. Иванов В.В. Преобразование экосистем Севера при недропользовании // Успехи современного естествознания. 2012. №11-1. С. 95–97.
2. Карта мерзлотно-гидрогеологического районирования Восточной Сибири. Масштаб 1 : 2 500 000. [Карта]: М.: ГУГК, 1983.
3. Мерзлотно-гидрогеологические условия Восточной Сибири / Шепелев В.В., Толстихин О.Н., Пигузова В.М. и др. Новосибирск: Наука, 1984. 191 с.
4. Мерзлотные ландшафты Якутии (Пояснительная записка к Мерзлотно-ландшафтной карте Якутской АССР м-ба 1:2 500 000) / Федоров А.Н., Ботулу Т.А. и др. Новосибирск: ГУГК, 1989. 170 с.
5. Мурзин Ю.И. Вечная мерзлота в долине реки Кючус // Природа. 2014. № 2 (1182). С. 39–44.
6. Пьянников П.В. Лимитирующие техногенные факторы при разработке жильных месторождений в криолитозоне // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2007. № 1. С. 383–392.

К ОПЫТУ ПРИМЕНЕНИЯ МОРФОСКОПИЧЕСКОГО И МОРФОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗОВ ПОВЕРХНОСТИ КВАРЦЕВЫХ ЗЕРЕН

Куть А.А.

*Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск,
ann.urban@mail.ru*

Морфометрический и морфоскопический анализы поверхности кварцевых зерен с конца XIX века входят в комплекс литолого-минералогических исследований как один из методов изучения осадочных пород и условий их формирования [4]. Изучение морфологии обломочных частиц заключается в исследовании, с одной стороны, формы частицы (морфометрия), с другой - внешними особенностями ее поверхности (морфоскопия) [2]. Многие авторы описали различные элементы поверхности частиц, образованные в результате деятельности механических и химических процессов и соответствующие различным обстановкам осадконакопления [3]. В процессе переноса и накопления поверхность частиц постепенно преобразуется и приобретает новые элементы, соответствующие обстановке седиментации. Это объясняется тем, что механизм взаимодействия частиц для каждой среды, а также интенсивность проявления этого взаимодействия будет разной. В результате формируется комплекс текстурных элементов, характерный для той или иной обстановки седиментации.

Изучение поверхности кварцевых зерен было выполнено для разреза донного комплекса Махатта в бассейне р. Вилюй (Центральная Якутия) [4].

Морфометрический анализ кварцевых зерен фракции 0,5-0,25 позволил выделить некоторые особенности распределения кварцевых зерен по степени округленности и матовости. По разрезу преобладают умеренно окатанные (полуокатанные) зерна с закругленными углами («subrounded») и хорошо окатанные зерна, частично сохранившие первоначальную форму, но лишенные угловатых очертаний («rounded») (II и III классы окатанности по А.В. Хабакову). Их доля может достигать 50,9 и 58% соответственно. Коэффициент окатанности по разрезу изменяется в широких пределах от 28,4% (в интервале 40-80 см) до 72% (в интервале 2200-2400 см). По изменению значений коэффициента окатанности в разрезе были выделены три области:

Область I, на отметке 450 см и для интервала 850-2900 см,

коэффициент окатанности составляет более 60%, коэффициент матовости изменяется в достаточно широких пределах от 23,3 до 46,6%. Такой разброс в значениях степени матовости поверхности в совокупности с выделенными текстурными элементами на поверхности зерен указывает на сменяющие друг друга водно-эоловые условия. Интересно отметить, что в верхней части разреза в интервале отметок 1700–2700 см смена условий от водных до эоловых происходила постепенно, без видимых резких изменений.

Область II, интервале 160–800 и на отметке 30 см, характеризуется значением коэффициента окатанности 40–56%. Здесь коэффициент матовости составляет 23,3–34%. Эти значения указывают на преобладание глянцевых и полуглянцевых частиц. Отмеченные на поверхности зерен V-образные микроуглубления, царапины и раковистые сколы позволяют говорить о преимущественно водной среде различной степени динамичности.

Область III была выделена в пределах интервала 40–80 см по низкому значению коэффициента окатанности (28,4%). Здесь практически отсутствуют зерна III (4%) и IV (0%) классов окатанности. Отмечается значительное увеличение доли неокатанных зерен с острыми углами (28%) и слабо окатанные зерна (40%). Коэффициент матовости для этой области составляет 24,5%. Неокатанные и слабоокатанные зерна с глянцевой поверхностью имеют черты криогенного выветривания в виде наложенных сколов и трещин.

Таким образом, полученные данные указывают на сменяющие друг друга водно-эоловые условия обстановки осадконакопления и непродолжительный период активной криогенной переработки отложений дюнного массива Махатта в долине р. Виллой. Результаты морфометрического и морфоскопического изучения кварцевых зерен из разреза дюнного массива Махатта в бассейне р. Виллой не противоречат в целом истории формирования рельефа Центральной Якутии и вызывают интерес для их более углубленного изучения и расширения площади исследований и последующей корреляции результатов.

Литература:

1. Павлова М.Р., Рудая Н.А., Галанин А.А., Шапошников Г.И. Строение и динамика развития дюнных массивов Виллойского бассейна в позднечетвертичное время (на примере тукуланов Махатта и Кысыл-Сыр) // Сибирский экологический журнал, 2017. №4. С. 473–486.
2. Шванов В.Н. Песчаные породы и методы их изучения (распространение, текстуры, структуры). Л.: Недра. 1969. 248 с.
3. Krinsley D.H., Doornkamp J.C. Atlas of quartz sand surface textures, Cambridge,

Cambridge Univ. Press, 1973. 91 p.

4. Sorby H. C. On the structures and origin of noncalcareous stratified rocks // Quart. J. Geol. Soc. London, 1880. V.36. P. 46–92.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ И СТРОЕНИЕ НАДМЕРЗЛОТНЫХ ТАЛИКОВ В БАССЕЙНЕ Р. ШЕСТАКОВКИ, ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЯКУТИЯ

Лебедева Л.С., Христофоров И.И., Бажин К.И., Ефремов В.Н.

*Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск,
lyudmilaslebedeva@gmail.com*

В суровом климате Центральной Якутии при сплошном распространении мощных многолетнемерзлых пород талики, как правило, встречаются только под непромерзающими озерами и реками. При редком сочетании мерзлотно-гидрогеологических условий субэвральные водоносные талики также наблюдаются на средневозвышенных надпойменных террасах рр. Лена и Вилюй и на древней аккумулятивно-денудационной равнине. Над- и межмерзлортные водоносные талики бестяхской террасы на правом берегу р. Лены являются объектами исследований в течение многих лет [1, 2]. До недавнего времени на левом берегу р. Лены в Центральной Якутии был известен только один талик [3]. Целью наших работ было исследование строения надмерзлортных водоносных таликов на ключевом участке р. Левая Шестаковка. Исследования субэвральных таликов становятся актуальными для оценки эволюции мерзлотно-гидрогеологических условий региона при меняющемся климате.

Бассейн р. Шестаковка расположен в 20 км юго-западнее г. Якутска в пределах эрозионно-денудационного склона древней аккумулятивной равнины с абсолютными отметками 190–210 м. В распадках, понижениях и на выровненных участках в бассейне р. Шестаковка произрастают лиственнично-березовые леса. Сосновые леса занимают преимущественно склоны и водоразделы. Вдоль ручьев и озер развиты мари и заболоченные территории. Верхнюю часть геологического разреза составляют рыхлые песчаные отложения средними прослоями глин.

Геофизические работы были проведены методом георадиолокации с помощью георадара «ОКО-2» (ООО «ЛогиС», Россия) с антенным блоком АБ-250 (центральная частота 250 МГц), а также методом

электротомографии с использованием многоканальной многоэлектродной станции «Скала-64» производства «КБ Электрометрии» (г. Новосибирск). Станция имеет 64 электрода и 16 измерительных каналов. Обработка полученных данных проводилась в программе, ZonRes2D [4]. Съёмки проводилась в мае и сентябре 2018 г., чтобы оценить строение талика при различных глубинах сезонного протаивания и промерзания пород, а также в тёплый сезон 2016 г. Для исследования участков методом георадиолокации были применены параметры сканирования: развертка 200 нс; диэлектрическая проницаемость 6; непрерывный режим записи. Измерения проведены в плотном контакте с поверхностью изучаемой среды. Для обработки и интерпретации полевых данных использовалось программное обеспечение «GeoScan32» (ООО «Логис», Россия). Наличие скважин позволяет уточнить характерные значения диэлектрической проницаемости и удельного электрического сопротивления (УЭС) изучаемой среды для более точной обработки геофизических материалов.

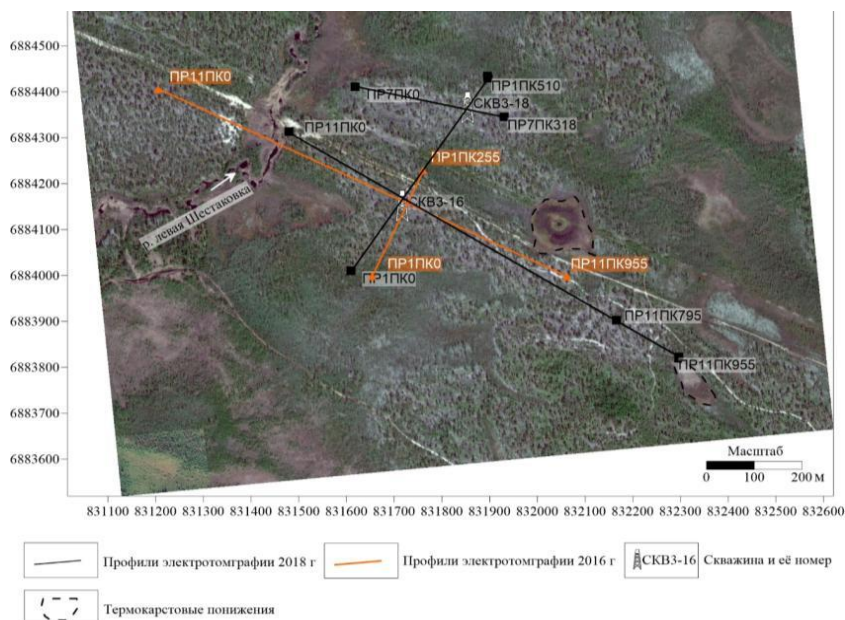


Рис. 1. Схема геофизических профилей за 2016 и 2018 гг.

В 2018 г. геофизическая съёмка проводилась по трем профилям №№ 1, 7 и 11, представленным на рис. 1. Интерпретация геоэлектрических разрезов по профилю 1 и сравнение с данными георадиолокации

приведены на рис.2. Профиль пересекает 2 скважины. По данным бурения одной из них в апреле 2016 г. в интервале глубин 1,7 – 7,2 м находится водоносный талик с минерализацией воды 0,01 г/л. По результатам расчета с различными параметрами было подобрано граничное значение УЭС для талых пород, равное 2000 Ом·м. Это значение согласуется с данными, приведёнными А.А. Огильви [5], где полностью водонасыщенным пескам в талом состоянии с минерализацией воды от 0,1 до 0,4 г/л соответствуют интервалы граничных значений УЭС 500-5000 Ом·м и 250 – 2500 Ом·м.

Геоэлектрический и георадиолокационный разрез по профилю 11 показал, что талик на участке Верхняя Шестаковка имеет протяженность более 900 м и максимальную мощность 16 м. По геофизическим данным на профиле 1 талик разоблен на несколько водопроводящих талых желобов, ориентированных вдоль пологого склона (рис. 2).

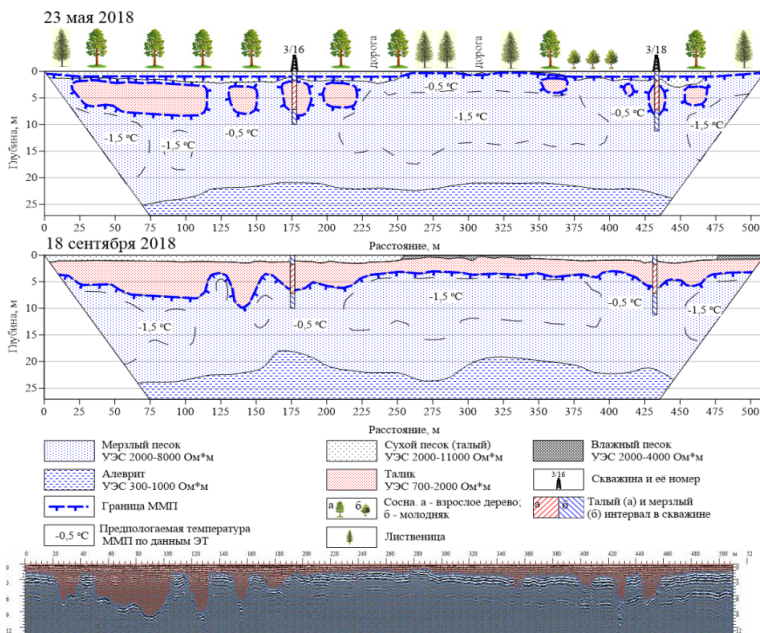


Рис. 2. Интерпретация геоэлектрических разрезов по профилю 1 за май (вверху) и сентябрь (в центре) 2018 года и сравнение с разрезом, полученным по результатам георадиолокации (внизу) в сентябре 2018 г.

Зимой талик распадается на отдельные замкнутые водонасыщенные талые области. К концу холодного периода при максимальном промерзании в них формируется криогенный напор. При бурении в нижней части склона скважины фонтанируют. В течение теплого периода

сезонно-мерзлый слой над таликами полностью протаивает и формируется единый водоносный горизонт. Вне таликовых зон глубина протаивания составляет до 4 м. Сравнение разрезов за 2016 и 2018 гг. показало, что сезонная динамика таликов выражена намного ярче, чем межгодовая. Области распространения таликов хорошо согласуются с участками разреженного соснового леса. В лиственных лесах и на марях талики не наблюдаются. Данные электротомографии и георадиолокации хорошо согласуются между собой по всем разрезам, где измерения разными методами проводились в один и тот же сезон года.

Работа выполнена при частичной поддержке грантов РФФИ № 17-05-00926, 17-05-00217 и 16-35-60082.мол_а_дк.

Литература:

1. Бойцов А.В. Условия формирования и режим склоновых таликов в Центральной Якутии // Криогидрогеологические исследования - Якутск: ИМЗ СО АН СССР, 1985. С. 44–55.
2. Мониторинг подземных вод криолитозоны / В.В. Шепелев, А.В. Бойцов, Оберман Н.Г. и др. Якутск: ИМЗ СО РАН, 2002. 172 с.
3. Бойцов А.В. Геокриология и подземные воды криолитозоны. – Тюмень: ТюмГНГУ, 2011. 177 с.
4. Электроразведка: пособие по электроразведочной практике для студентов геофизических специальностей. Т. II. Малоглубинная электроразведка / Под ред. В.А. Шевнина, А.А. Бобачева. М.: МГУ, 2013. 123 с.
5. Огильви А.А. Основы инженерной геофизики. М., Недра, 1990. 501 с.

ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ТЕРРИТОРИИ НАКЫНСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ

Легостаева Я.Б.¹, Гололобова А.Г.², Шадринова О.В.¹

1- Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,

Ylego@mail.ru, ovshadrinova@gmail.com

*2- Научно-исследовательский институт прикладной экологии Севера
Северо-Восточного Федерального университета им. М.К. Аммосова, г.*

Якутск, nuta0687@mail.ru

Геохимическая организованность биосферы во многом определяет ее устойчивость к различным антропогенным воздействиям. При усиленном развитии горнодобывающего производства на территории Якутии эколого-геохимический мониторинг территорий основных депонирующих сред

является действенным инструментом контроля экологического состояния геосистем.

Накынское кимберлитовое поле, сформированное в бассейне среднего течения р. Марха в пределах Ханья-Накынского междуречья, выявлено в 1994 г. на северо-восточном фланге Вилуйско-Мархинской зоны глубинных разломов и приурочено к области его пересечения с северо-западной системой Марха-Моркокинской разрывных нарушений [Ягнышев и др., 2005].

Первые геохимические изыскания по первичным и вторичным потокам рассеяния проведены на территории Ханья-Накынского междуречья в период геологоразведочных работ силами Ботуобинской экспедиции и геолого-геохимической партии ЦПСЭ ГГК РС (Я).

Первые же комплексные экологические исследования бассейна среднего течения р.Марха были проведены сотрудниками Института прикладной экологии Севера АН РС(Я) совместно с геолого-геохимической партией ГУП ЯПСЭ Госкомитета по геологии и недропользованию РС (Я) в 1995 – 1996 гг. Далее в 2000 г. ИПЭС АН РС(Я) выполнены работы по «Оценке современного состояния природной среды в районе Накынского кимберлитового поля». В 2003 г. разработан раздел ОВОС в составе проекта «Алмазодобывающие предприятия ОАО АЛРОСА–Нюрба». В 2004 г. сотрудниками ИПЭС АН РС (Я) проведены работы по оценке токсичности природных концентраций микроэлементов в почвах. В 2007 г. проведен комплексный экологический мониторинг с целью «Оценить современное состояние окружающей среды в зоне воздействия НГОКа». В 2008 г. выполнены гидрохимические и гидробиологические исследования буферного водохранилища на руч. Лиендокит. В целом, территория Нюрбинского горно-обогатительного комбината является своего рода уникальным объектом, в зоне воздействия которого комплексный экологический мониторинг проводится периодически с начального этапа разработки месторождения по настоящее время, а эколого-геохимические наблюдения начались еще в период геологоразведки территории Накынского кимберлитового поля.

Целью настоящей работы является обобщение фондовой информации и анализ существующего эко-геохимического состояния основных депонирующих сред природных и техногенно-преобразованных ландшафтов территории Накынского кимберлитового поля. Работа выполнена на основании анализа опубликованной литературы, фондовой информации (АО «Якутскгеология», ГУП «Сахагеоинформ», НИИПЭС СВФУ, ИГАБМ СО РАН), а также по данным экспедиционных исследований 2018 г., проведенных сотрудниками НИИПЭС СВФУ в

рамках комплексного экологического мониторинга промышленной площадки НГОКА АК АЛРОСА (ПАО).

По петрогеохимическим особенностям кимберлиты Накынского поля относятся к высококалиевым, высокотитанистым и низкожелезистым разновидностям.

Геохимическим отличием пород Накынского кимберлитового поля является повышенная концентрация как когерентных элементов (Cr, Co, Ni, Mn), так и нехарактерных для кимберлитов малых элементов – Li, Be, Sn.[Легостаева и др., 2014]. На региональном геохимическом фоне раннепалеозойских образований Накыское кимберлитовое поле характеризуется следующим микроэлементным рядом: $Ti > Li > (Ni-Mn) > (Co-B) > Y > La > Ag > Mo > Cr > (Cu-Zn)$.

Естественный почвенный покров бассейна среднего течения р. Марха в микроэлементном своем составе характеризуется наличием геохимических аномалий природного происхождения разной контрастности и состава [Легостаева, 2004, Ягнышев и др., 2005].

Самым чутким показателем изменения качества почвенной среды является pH (табл.1). Изменение этого показателя в ту или иную сторону предопределяет изменение форм нахождения химических элементов в почвенной среде. За период наблюдения реакция среды изменилась в сторону подщелачивания. Активизацию многих элементов можно связать именно с изменением реакции среды, т.к. соосаждение гидроксидов, например, мышьяка происходит при $pH = 7,1 - 9,8$.

Таблица 1

Усредненные характеристики гумусного состояния почвенных образцов

Год исследований, объем выборки	Показатели гумусного состояния почв				
	pH вод	Гумус, % мас	N _{общ.} , %	ППП, %	Fe, мг/кг
2011 г., n=120	5,32	3,41	0,01	н/опр.	
2014 г., n=118	5,07	5,38	0,21		
2018 г., n=56	5,38	3,56	н/опр.	44,14	2,90

За период 1996-2003 гг. в почвах увеличилось содержание Be, Sc, Ti, V, Ni, Cu, Zn, As, Y, Nb, Ag, Sn. При этом происходит активное увеличение содержания мышьяка и бериллия, которые на данный момент носят

локальный характер и приурочены к участкам бортов хвостохранилищ. В целом при невысоких коэффициентах концентрации спектр преобладающих элементов за время освоения территории Накынского кимберлитового поля изменился. По сравнению с микроэлементным составом естественных почв природных ненарушенных ландшафтов доминирующие позиции занимает ванадий, свинец и марганец. Но, учитывая нейтральную или слабо щелочную реакцию среды, эти элементы инертны и представляют пока только потенциальную опасность.

Увеличение содержания подвижных форм микроэлементов в поверхностных горизонтах почв промышленной площадки НГОКа в целом связано с наложением аномалий двух типов: природного и техногенного. Первое - влияние природной геохимической аномалии при внедрении пород трапповой формации, второе – это воздействие объектов на промышленной площадке, прежде всего самого карьера тр. Нюрбинская, отвалов вскрыши, различных полигонов и накопителей, хвостохранилищ, отвалов обогатительной фабрики и т.д. Хочется еще раз подчеркнуть, что на большей части промышленной площадки целостность почвенного покрова сохранена или законсервирована под насыпями. Поэтому все поверхностное аэротехногенное загрязнение, связанное с раздувом мелкодисперсных частиц, аккумулируется в поверхностных органических горизонтах почв промышленной площадки, вследствие чего возникает вторичное загрязнение, которое идентифицируется нами как техногенная аномалия.

Литература:

1. Кабата-Пендиас А., Пендиас Х. Микроэлементы в почвах и растениях: пер. с англ. - М.: Мир, 1989.- 439 с. ил.
2. Легостаева Я.Б. Анализ эколого-геохимического состояния почв при освоении Накынского кимберлитового поля/ Разведка и охрана недр №3, 2004, 21-30
3. Легостаева Я.Б., Ксенофонтова М.И., Дягилева А.Г. Эколого-геохимический мониторинг почвенного покрова в зоне воздействия Нюрбинского ГОКа // Горный журнал, 2014, №4 С. 117–120.
4. Gololobova A.G., Legostaeva Y.B. The stability of frozen soils in conditions of development of mining industry // В сборнике: International Multidisciplinary Scientific GeoConference Surveying Geology and Mining Ecology Management, SGEM 17, Water Resources. Forest Marine and Ocean Ecosystems. 2017. С. 655–662.

5. Ягнышев Б.С., Ягнышева Т.А., Зинчук М.Н., Легостаева Я.Б. Экология Западной Якутии (геохимия геосистем: состояние и проблемы): монография // Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2005. 432 с.

ГЕОГРАФИЯ КАМЕННЫХ ГЛЕТЧЕРОВ ХРЕБТА УЛАХАН-ЧИСТАЙ

Лыткин В.М.

*Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск,
gidro1967@mail.ru*

На хребте Улахан-Чистай расположено одно из наиболее крупных горных оледенений на Северо-Востоке Азии [1]. Кроме ледников, здесь широко распространены специфические гляциально-криогенные образования - каменные глетчеры [8]. Несмотря на их широкое распространение в этом регионе, они остаются практически не изученными. В научной литературе [9] есть лишь одно указание о наличии каменных глетчеров в данном регионе, более того, они здесь принимались как "псевдотеррасы". Вместе с тем, каменные глетчеры обнаружены в большинстве горных сооружений Северо-Востока Азии [8, 9]. Изучение каменных глетчеров хребта Улахан-Чистай и других малоисследованных горных сооружений Северо-Востока Азии, имеет фундаментальное значение в области региональной геокриологии и гляциальной геоморфологии [8, 11].

Хребет Улахан-Чистай расположен в пределах горной страны Черского. Имеет северо-западное простирание, его протяженность около 250 км при ширине от 15-16 км. Он представляет собой крупный штот, сложенный верхнеюрскими субвулканическими образованиями и выраженный в рельефе в виде крупного горного сооружения (рис. 1) [4]. Абсолютные высоты в пределах массива достигают 3000 м, здесь расположена самая высокая вершина северо-востока Азии – г. Победа (3003 м). Рельеф носит альпийский характер, с острыми гребнями и вершинами, с множеством каров и цирков. Они несут современное оледенение карово-долинного типа, площадь которого во второй половине XX века составлял 85 км² [5]. Район исследований характеризуется сплошным распространением многолетнемёрзлых пород, мощностью от 300 и до 600 м с температурами от –5,6 до –14°C [6].

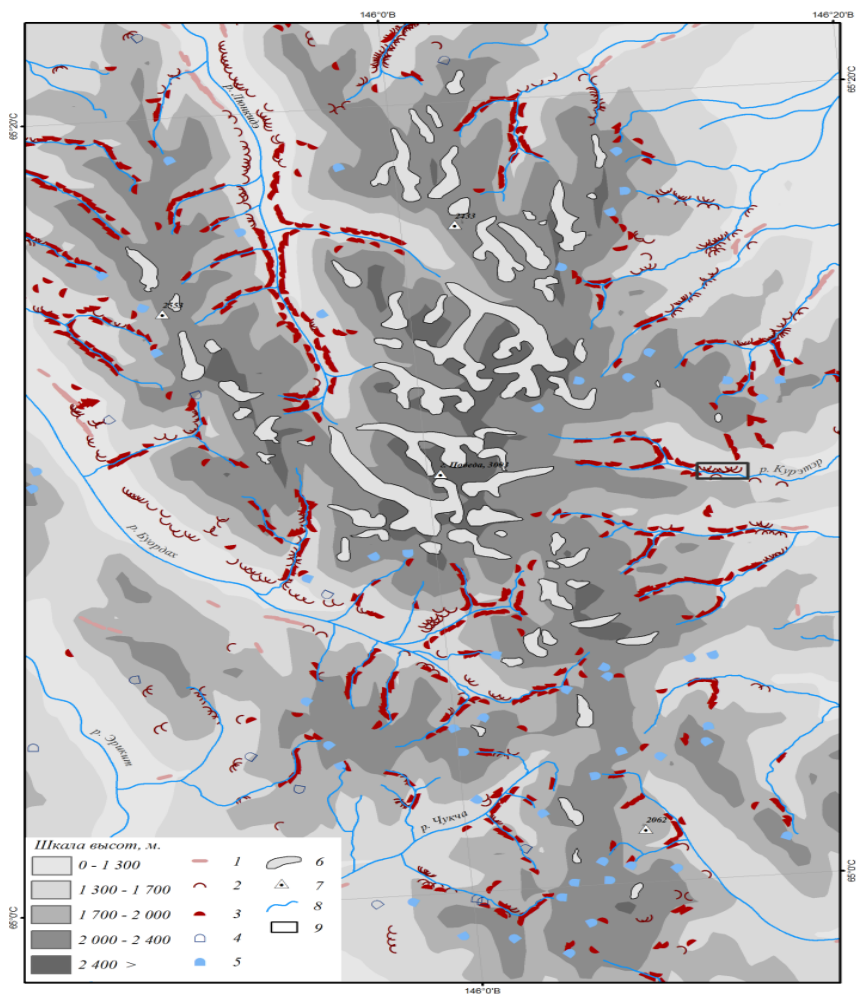


Рис. 1. Каменные глетчеры хребта Улахан-Чистай.

1–5 – морфогенетические типы каменных глетчеров: 1 – отмершие присклоновые; 2 – неактивные присклоновые; 3 – активные присклоновые; 4 – неактивные каровые (включая комплексные); 5 – активные каровые (включая комплексные); 6 – современные ледники; 7 – тригонометрический пункт; 8 – реки; 9 – полилопастной присклоновый каменный глетчер №UC-1

Проведенные исследования, методически основываются на ранее выполненных работах, посвященных картографированию каменных

глетчеров отдельных горных районов северо-востока Азии [10, 2], и отдельно проработанных нами для изучения каменных глетчеров хребта Сунтар-Хаята [3].

На территории хребта Улахан-Чистай (см. рис. 1) установлено 1812 каменных глетчеров перечисленных выше типов. По отношению к вмещающему рельефу 111 каменных глетчеров относится к каровому типу и 1701 к присклоновому. В группе каровых каменных глетчеров большинство имеет активную динамическую форму (76 образований), некоторые из которых состоят из нескольких разновозрастных генераций, которые наложены друг на друга. Среди присклоновых установлено 948 активных форм, 545 неактивных, 208 отмерших.

Выделенные типы каменных глетчеров расположены в интервале абсолютных высот 550–2450 м. В то время как основная часть каменных глетчеров исследуемого района приурочена к интервалу 1500–1900 м. Такие высоты характерны для верховий троговых долин. Наиболее высоко располагаются генерации активных форм каровых каменных глетчеров (2000 м.н.у.м.), которые приурочены к нижней границе снеговой линии [7]. Неактивные каровые образования располагаются на абсолютной высоте 1800 м. Средняя абсолютная высота активных присклоновых каменных глетчеров расположена на высоте 1726 м, неактивных – 1496, отмерших – 1262.

Анализ частотных распределений экспозиции вмещающего рельефа показывает, что большая часть каменных глетчеров располагается в карах и на склонах северной и северо-восточной ориентировки. Такое распределение связано с микроклиматическими эффектами, так как склоны и кары таких экспозиций остаются более затененными большую часть времени суток. Склоны других экспозиций несут существенно меньшее число каменных глетчеров. Но в то же время экспозиция вмещающего рельефа не наследуется при движении каменных глетчеров. Большинство каменных глетчеров двигаются в северо-западном направлении. Некоторая часть объектов имеет юго-западное, юго-восточное и северо-восточное направление.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00402.мол_а

Литература:

1. Ананичева М.Д., Капустин Г.А., Корейша М.М. Изменение ледников гор Сунтар-Хаята и хр. Черского по данным каталога ледников СССР и космическим снимкам 2001-2003 гг // Материалы гляциологических исследований. 2006. № 101. С. 163–168.

2. Галанин А.А. Каменные глетчеры южной части Чукотского полуострова // Геоморфология. 2017. № 1. С. 66–79.
3. Лыткин В.М., Галанин А.А. Каменные глетчеры хребта Сунтар-Хаята // Лед и снег. 2016. Т. 56. № 4. С. 511–524.
4. Геология СССР. Том XXX. Северо-Восток СССР. Геологическое описание. Книга 2. М.: изд-во «Недра». 1970. 536 с.
5. Каталог ледников СССР. Т. 17. Вып. 7. Ч. 2, 4. Т. 19. Ч. 4. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 88 с.
6. Некрасов И.А. Криолитозона Северо-Востока и Юга Сибири и закономерности её развития. Якутск: Кн. Изд-во. 1976. 248 с.
7. Ананичева М.Д. Оценка площадей, объемов и высоты границы питания ледниковых систем Северо-Востока России по космическим снимкам начала XXI в. // Лед и снег. 2014. №1 (125). С. 35 – 47.
8. Галанин А.А. Каменные глетчеры Северо-Востока России: строение, генезис, возраст, гео- графический анализ: Автореф. дис. ... докт. геогр. наук. Владивосток: ТИГДВО РАН. 2009. 35 с.
9. Заморуев В.В., Малаховский В.Д. Геоморфологическое наблюдения в Буордахском массиве // Изв. ВГО. 1975. Т. 107. Вып. 5. С. 450–455.
10. Галанин А.А. Каменные глетчеры северо-востока Азии: картографирование и географический анализ // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII. № 4. С. 49–61.
11. Barsch D. Rockglaciers: Indicators for the Present and Former Geocology in High Mountain Environments. Berlin: Springer-Verlag. 1996. 331 p.

СЕРЕБРО В БИОСФЕРЕ ЯКУТСКА

Макаров В.Н.

Институт мерзлотоведения СО РАН, г. Якутск, makarov@mpi.ysn.ru

Один из благородных металлов - серебро известно человечеству несколько тысячелетий; об этом свидетельствуют многочисленные изделия, найденные в древних захоронениях, и примитивные горные выработки, сохранившиеся до наших дней.

Серебро (Ag) мягкий металл с серебристым цветом, редкий (табл. 1) благородный токсичный, сильно токсичен для низших организмов; возможно жизненно необходимый металл.

Растения-концентраторы Ag: огурцы, капуста, грибы, зеленые водоросли, полынь, тысячелистник, шалфей. Определены основные медико-биологические и миграционные свойства этого элемента [1, 6, 7].

Таблица 1

Распространенность Ag в окружающей природной среде

Компоненты природной среды	Ед. изм.	Ag	Источник
Кларк земной коры	мг/т	73	[2]
Кларк осадочных пород	-«-	100	
Почвы	-«-	50	[6, 15]
Зола растений	-«-	30	[7, 15]
Подземные воды провинции ММП	мкг/л	0,29	[14]
Подземные воды рудных месторождений	-«-	1-50	[3]
Речные воды	мкг/л	0,2	[4, 16]
Океанический воздух	нг/м ³	$2,3 \cdot 10^{-2}$	[13]
Воздух (Южный полюс)	-«-	$4 \cdot 10^{-4}$	

Отличительной, малоизвестной, но определяющей геохимию особенностью является высокая степень подвижности Ag в водных растворах [10]. Установлено преобладание Ag в солевом стоке ($> 70\%$) в различных регионах Якутии, свидетельствующее о значительных масштабах солевого стока (химического выветривания) в ММП [8].

Атмосфера. В воздухе над Южным полюсом содержание Ag оценивается в $4 \cdot 10^{-4}$ нг/м³, над океанами среднее содержание этого металла на порядок выше. Содержание Ag в атмосферных аэрозолях г. Якутска колеблется в пределах 0,10-0,83 нг/м³, что соответствует уровню концентрации этого элемента в пригородах и почти на два порядка ниже максимальных значений установленных в атмосфере городов (табл. 2).

Таблица 2

Содержание Ag в атмосфере, нг/м³

Атмосферный воздух [13]		Аэрозоли			
Океаны	Южный полюс	Пригороды (фон) [5]	Города (макс.) [5]	Якутск	
				С _{ср}	С _{макс}
$2,3 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-4}$	0,4-1	50	0,27	0,83

Предполагается, что типичный уровень содержания Ag в загрязненном городском воздухе не превышает 50 нг/м³, а в пыли составляет 0,1 мг/кг [5]. Среднее содержание Ag в атмосферной пыли Якутска в период 1989-2016 гг. изменялось в пределах 0,01-0,24 мг/кг, а максимальное достигало 3,0 мг/кг.

Концентрация Ag в городской пыли и почве близки, так как дисперсные частицы, поступившие с поверхности в приземную атмосферу изначально обогащены Ag. Из данных табл. 3 следует, что концентрация Ag в

атмосферной пыли значительно превышает содержание в почвах и аллювии.

Таблица 3

Среднее содержание Ag в компонентах окружающей среды Якутска

Природная среда	Ед. изм.	Ag
Атмосфера		
Аэрозоли	нг/м ³	0,42
Пыль	мг/кг	0,19
Гидросфера		
Озера	мкг/л	0,03
Подземные воды (J ₁ водон. комплекс)	-«-	<0,003
Литосфера		
Донные отложения озер	мг/кг	0,13
Почвы		
Почво-грунты	мг/кг	0,14
Породы		
Техногенные отложения КС	мг/кг	0,180
Аллювиальные отложения, Qal	мг/кг	0,085
Терригенные отложения, J _I	-«-	0,102
Карбонатные отложения, С ₁	-«-	0,088

Природные воды. Немногочисленные данные о распространенности Ag в природных водах в районе Якутска приведены в табл. 4.

Таблица 4

Распространение Ag в природных водах (район Якутска)

Природная среда	Ag, мкг/л	Источник
Подземные воды провинции ММП	0,29	[14]
Подмерзлотные воды, J ₁	<0,003	
Озера (Якутск)	0,03	
Речные воды	0,20	[4, 16]
Река Лена	0,05 (до 2,0)	

Содержание Ag как в поверхностных, так и в подземных водах на два-три порядка ниже среднемировых значений для речных вод и подземных вод провинции многолетнемерзлых пород. В городских озерах максимальное содержание Ag составляет 0,15 мкг/л и почти достигает средних значений для речных вод мира.

Горные породы, грунты. Современные (голоценовые) аллювиальные отложения в долине р. Лены (Туймаада), представляющие собой почвообразующий субстрат, являются исходным поставщиком продуктов

гипергенного выветривания и имеют исключительное значение для формирования современного элювия и почв. Они во многом определили минералогический и химический состав культурного слоя (КС).

Оценить много или мало Ag в аллювии р. Лены можно, если сравнить содержание этого элемента в аллювиальных отложениях (среднее в интервале глубин 10-20 м) в районе г. Якутска с кларком земной коры (КЗК). Результаты сравнительного анализа показывают, что аллювиальные четвертичные отложения в районе города геохимически специализированы на Ag, содержание которого превышает кларк на 16 % (см. табл. 3). Накопление Ag в техногенных городских отложениях связано не только с деятельностью человека, но и с высоким содержанием в естественных горных породах, на которых сформировался КС.

Культурный слой, сформировавшийся в Якутске, неоднороден. Формирование литологических и геохимических параметров КС происходило в два исторических этапа: первый – на протяжении более 350 лет до середины 50-х годов XX века и второй – когда в последние 60-70 лет сформировалась собственно урбанизированная территория. Многолетнее промерзание пород определило специфические условия формирования толщи техногенных отложений, с различным химическим и минеральным составом, разным строением, физико-механическими свойствами и особенностью миграции химических элементов.

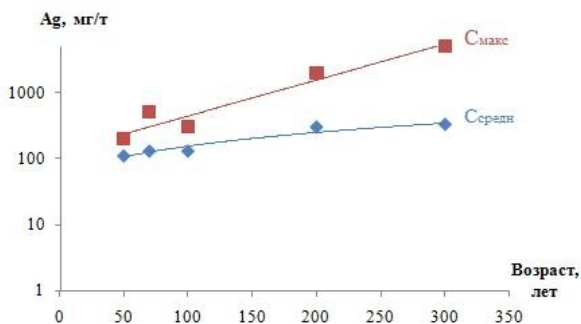


Рис. 1. Зависимость концентрации Ag в грунтах КС от возраста техногенного воздействия

Аномальные концентрации Ag в «древних» грунтах КС в 50 раз выше, чем в незатронутых техногенезом аллювиальных отложениях. Аномалии Ag полностью охватывают грунты КС как промерзающие, так и мерзлые и прослеживаются до кровли аллювиальных отложений. Глубже, в

многолетнемерзлых аллювиальных отложениях концентрации Ag не превышают фоновых значений.

Распределение Ag в самых молодых грунтах города возрастом 30–40 лет существенно отличается. Слабо аномальные концентрации Ag не прослеживаются глубже 0,2–0,5 м.

Установлена функциональная зависимость концентрации (среднее геометрическое и максимальное) Ag в грунтах КС от возраста техногенного воздействия (рис. 1). В самых старых 250–350-летних грунтах КС средняя концентрация Ag в 2–3 раза выше, чем в более молодых, а максимальные значения достигают величины 2–5 г/т.

Литература:

1. Авцын А.П., Жаворонков А.А., Марачев А.Г., Милованов А.П. Патология человека на Севере. М.: Медицина, 1985. 416 с.
2. Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры / Виноградов А.П. // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–571.
3. Голева Г.А. Гидрогеохимия рудных элементов. М.: Недра, 1977. 216 с.
4. Гордеев В.В. Речной сток в океаны и черты его геохимии / В.В. Гордеев. – М.: Наука, 1983. 160 с.
5. Иванов В.В. Экологическая геохимия элементов: Справочник: в 6 кн./ Иванов В.В., под ред. Э.К. Буренкова; М.: Недра, 1997. Кн. 5: Редкие d-элементы. 576 с.
6. Кабата-Пендиас А., Пендиас Х. Микроэлементы в почвах и растениях / Кабата-Пендиас А., Пендиас Х. М.: Мир, 1989. 425 с.
7. Ковалевский А.Л. Особенности формирования рудных биогеохимических ореолов / А.Л. Ковалевский - Новосибирск: Наука, 1975. 115 с.
8. Макаров В.Н. Геохимические поля в криолитозоне. – Якутск: Издательство Института мерзлотоведения СО РАН, 1998. 116 с.
9. Макаров В.Н., Торговкин В.Н. Геохимия техногенных отложений (культурного слоя) в криолитозоне (на примере г. Якутска). – Криосфера Земли. – 2018. № 3. С. 27–39.
10. Минералы благородных металлов / О.Е. Юшко-Захарова, В.В. Иванов, Д.К. Щербачев и др. М.: Недра, 1986. 272 с.
11. Подъячев, Б.П. Геохимические аномалии благородных металлов в осадочных отложениях Якутского поднятия / Б. П. Подъячев // Система коренной источник-россыпь. – Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2009. С. 166–173.
12. Попов Г.А. «История города Якутска. 1632—1917 гг.: Краткие очерки». Том III. Якутск. 2007.
13. Савенко В.С. Средний элементарный химический состав океанского аэрозоля // Геохимия. – 1988. № 8. С. 1084–1089.
14. Шварцев, С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза / С. Л. Шварцев. М.: Недра, 1978. 287 с.
15. Bowen H.J.M. Trace Elements in Biochemistry. – New York: Academic Press,

1966. –241 p.

16. Martin J.M., Meybeeck M. Elemental mass-balance of material carried by major world rivers. Marine Chemistry, 1979. Vol. 7. N 2. P. 173–206.

ПРОБЛЕМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ЧУРАПЧИНСКОМ РАЙОНЕ ЯКУТИИ

Павлова Н.А., Федорова С.В., Огонеров В.В.

Институт мерзлотоведения им П.И. Мельникова СО РАН,

г. Якутск, pavlova@mpi.ysn.ru

В Центральной Якутии в населенных пунктах, отдаленных от крупных рек, стоит острая проблема с водоснабжением населения питьевой водой. Особенно напряженная ситуация, связанная с нехваткой чистой воды, отмечается в Чурапчинском, Усть-Алданском и Таттинском районах Якутии. В населенных пунктах этих районов для питьевого обеспечения используют запасы льда и поверхностные воды термокарстовых озер и небольших водохранилищ, возведенных в 1970-80-е годы на перемерзающих и пересыхающих реках. Попытки решить проблему водообеспечения Чурапчинского района за счет подземных вод в разное время предпринимались гидрогеологами ПГО (ныне АО) «Якутскгеология», а также сотрудниками Института мерзлотоведения СО РАН. Несмотря на большой объем геологоразведочных работ, степень использования подземных вод остается весьма низкой. Это связано с особенностями мерзлотных условий территории, спецификой извлечения подземных вод и их химического состава. В рассматриваемом районе по отношению к многолетнемерзлым породам выделяют подмерзлотные воды и надмерзлотные воды подоцерных и подрусловых таликов.

К положительным моментам использования подмерзлотных вод для целей водоснабжения относится их стерильность, они не подвержены загрязнению сверху. По органолептическим показателям они в основном отвечают существующим требованиям, предъявляемым к питьевым водам. Однако эксплуатация подмерзлотных вод существенно затруднена из-за глубокого залегания водоносных комплексов и их небольших запасов. На территории Чурапчинского улуса мощность ММП изменяется от 380 до 560 м, а местами и глубже [1]. Большая глубина залегания подмерзлотных

вод требует больших экономических затрат для бурения и оборудования скважин и дальнейшего содержания их в рабочем состоянии. Кроме этого, высоки и эксплуатационные затраты: энергозатраты на подъем воды с большой глубины и подачу ее по водопроводной сети, поддержание работы греющих кабелей для исключения риска замерзания водозаборных скважин и трубопроводов. До настоящего времени разведанные запасы подмерзлотных вод в Чурапчинском районе невелики. Удельные дебиты скважин составляют сотые доли л/с·м. По имеющимся данным, на сегодняшний день одной глубокой скважиной в окрестностях с. Чурапчи возможно обеспечить водоотбор в количестве не более 64 м³/сут.

Другим ограничением использования подмерзлотных вод, является повышенные содержания в них отдельных химических элементов, что требует предварительной очистки воды. Именно по этой причине подмерзлотные воды в Центральной Якутии используются в небольшом объеме и в основном для производственно-технического водоснабжения. Водоподготовительные мероприятия сопровождаются потерями воды, которые могут составлять до 50–70% от ее исходного объема.

Альтернативным источником водоснабжения могут рассматриваться надмерзлотные воды, которые развиты в таликах под руслами рек и озерами. Эти подземные воды залегают относительно близко к поверхности земли, что значительно снижает стоимость бурения скважин. Если верхняя обводненная часть талика сложена хорошо водопроницаемыми породами, между поверхностными и подземными водами происходит активный водообмен, обеспечивающий хорошее качество воды. Такие талики распространены, как правило, под руслами постоянных водотоков и под эрозийными озерами, расположенными в поймах рек. Подобные талики можно ожидать в отложениях поймы р. Амги и, возможно, на отдельных участках р. Татта. Но ожидать больших запасов подземных вод под р. Татта не следует, поскольку мощность таликов под ней ограничивается отложениями четвертичного возраста, а возобновляемость запасов подземных вод низка, т.к. река замерзает, а иногда и пересыхает.

На территории Чурапчинского района широко развиты термокарстовые озера. Площади большинства озер не превышают 1 км². Мощность талых пород под ними не более 50 м, реже достигает 100 м. Обводненность таликов и качество воды в них зависит от литологического состава слагающих его отложений. Верхние слои в таликах под термокарстовыми озерами сложены слабопроницаемыми суглинками. Это приводит к

застойному режиму подземных вод в таликовых зонах. Встречаются талики, в которых водопроницаемые песчано-супесчаные отложения переслаиваются глинистыми слоями, изолирующими водоносные горизонты. Подземные воды в таких таликах обладают, как правило, напором. Их уровни устанавливаются близко к поверхности земли. Минерализация воды изменяется в широких пределах: от 1,0 до 8,5 г/л. Высокая минерализация и превышение гигиенических нормативов по отдельным элементам делают эти воды непригодными для использования в хозяйственно-питьевых целях без водоподготовки. Из-за изолированности таликов запасы воды в них ограничены. Низкое качество воды в таликах свойственно не только для Чурапчинского района. В 80% от общего числа разведанных подозерных таликов в Центральной Якутии, подземные воды не соответствуют требованиям, предъявляемым к питьевой воде. В остальных 20% случаев можно использовать воду с незначительной очисткой. Примером могут служить воды подозерного талика в пос. Маган, где в 60–70-х годах осуществлялся скважинный забор подземных вод из таликовой зоны под аласом Хомустах. В первые годы эксплуатации водозабора таликовые воды использовались преимущественно для питьевого водоснабжения. Однако превышение водоотбора относительно допустимого привело к истощению запасов и ухудшению качества воды.

Территория Чурапчинского района относится к засушливой зоне (коэффициент увлажнения 0,1-0,18). Для повышения влажности почв и полива сельхозкультур используются в основном поверхностные воды. Что касается применения подземных вод для орошения земель в Центральной Якутии, то данный вопрос пока не только не решается, но и не ставится, хотя некоторые успешные опыты в этом отношении имеются. В 1950-1951 гг. кафедрой ботаники Якутского госуниверситета были проведены исследования по выяснению влияния подмерзлотных вод г. Якутска на развитие различных растений, показавшие перспективность использования этих вод для орошения сельскохозяйственных земель [1].

Таким образом, проблему недостатка питьевой воды Чурапчинского района возможно частично решить за счет вовлечения в систему водоснабжения подземных вод. При этом необходимо учитывать, что:

1. Подземные воды в рассматриваемом районе для вовлечения их в питьевое водоснабжение требуют предварительной очистки. Принимая во внимание невысокую потребность мелких населенных пунктов и хозяйств в питьевой воде (до 50-100 м³/сут), то для улучшения ее качества можно применять небольшие установки по очистке воды.

2. Для повышения длительности работы водозаборов и предотвращения быстрого истощения таликовых вод можно использовать искусственное восполнение их запасов путем закачки поверхностных вод в весенне-летний период. Опытные работы по созданию искусственных запасов подземных вод в подозерных и подаласных таликовых зонах [2-4], свидетельствуют о перспективности применения этого метода при решении вопросов снабжения питьевой водой небольших населенных пунктов.

3. При организации снабжения населенных пунктов водой следует предусматривать дуплексную схему водопользования. Это необходимо для того, чтобы не использовать очищенные подземные воды для технических и бытовых целей, а применять их только для питьевого водоснабжения.

4. Главными причинами ухудшения качества таликовых вод, используемых для питьевого водоснабжения, являются отсутствие или несоблюдение правил содержания зон санитарной охраны водозаборов и режима эксплуатации скважин.

Литература:

1. Балобаев В.Т., Иванова Л.Д., Никитина Н.М., Шепелев В.В., Ломовцева Н.С., Скутин В.И. Подземные воды Центральной Якутии и перспективы их использования. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео». 2003. 137 с.

2. Паршин А.П. Перспективы использования таликовых зон Центральной Якутии для водоснабжения путем создания в них искусственных запасов подземных вод // Вопросы гидрогеологии криолитозоны. Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1975. С. 88–98.

3. Сычевский А.В. Районирование Центральной Якутии по эффективности использования метода искусственного восполнения запасов подземных вод //Материалы международной молодежной конференции, «Современные проблемы и будущее геокриологии». Якутск: Изд-во Института мерзлотоведения СО РАН, 2008. С.36–37.

4. Федоров А.М., Лаврентьев А.А. Об условиях восполнения подозерного талика в зоне действующего водозабора // Криогидрогеологические исследования. Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1985. С. 55–61.

ФТОР В ПОДМЕРЗЛОТНЫХ ВОДАХ Г. ЯКУТСКА

Павлова Н.А., Федорова С.В.

*Институт мерзлотоведения им П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск,
pavlova@mpi.ysn.ru*

Физиологически безопасное содержание фтора в питьевых водах составляет 0,6–0,9 мг/дм³ при предельно-допустимом 1,2–1,5 мг/дм³. В подмерзлотных водах Центральной Якутии количество фтора иногда достигает 15 мг/дм³ и предвидеть его содержание не всегда удается. При изучении фтороносных вод в разных регионах мира большинство исследователей связывают высокие концентрации этого элемента с растворением флюорита и его десорбцией из водовмещающих пород в условиях щелочной среды и низкой концентрации кальция [4, 7]. Кроме этого, среди факторов, способствующих накоплению фтора в подземных водах, называют испарительное концентрирование, ионный обмен, антропогенное загрязнение подземных вод.

Целью наших исследований являлось изучение перераспределения фтора в подмерзлотных водоносных горизонтах на территории г. Якутска. Исходными материалами послужили данные гидрохимического опробования водозаборных скважин, выполненного сотрудниками ИМЗ СО РАН в 2008–2009 г., а также результаты химических анализов воды, собранные в фондах института в период 1965–2016 гг.

Город Якутск расположен в области сплошного распространения многолетнемерзлых пород, мощность которых изменяется от 145 до 422 м. Залегающие здесь подмерзлотные воды Якутского артезианского бассейна приурочены к водоносным горизонтам и комплексам архея, верхнего протерозоя, среднего кембрия и юры.

Архейские образования вскрыты на глубинах от 920 м в пос. Табага до 560–586 м на Якутском сводовом поднятии в районе оз. Белое и пос. Жатай [2]. Породы представлены биотитовыми гнейсами, гранито-гнейсами и кристаллическими сланцами. Архейские образования обводнены слабо, а содержащиеся в них подземные воды практически не изучены.

Водоносные нижнекембрийский и верхнепротерозойский комплексы изучены в районе Табагинского мыса. Водовмещающие породы – трещиноватые доломиты и доломитизированные известняки в разной степени битуминозные. Подмерзлотные воды нижнекембрийских отложений вскрыты в интервале 456–603 м. Водоносные породы венда

залегает в интервале 603–751 м. Данные о химическом составе подземных вод и содержании в них фтора приведены в таблице 1.

Среднекембрийский водоносный комплекс развит от южной границы района до широты оз. Белого и пос. Жатай. Он сложен карбонатными отложениями – известняками, доломитами, мергелями [2, 7]. Подземные воды вскрыты с глубины 261 и более метров.

Таблица 1

Концентрация фтора в различных гидрохимических типах подземных вод

Индекс геологического возраста водоносного комплекса	Анионный состав воды	Минерализация, г/дм ³	Na/Ca	Пределы содержания фтора мг/дм ³ (в скобках – среднее значение)
J ₃	HCO ₃	0,9–1,2	221	1,8–4,1 (3,0*)
J ₂	HCO ₃	1,3–1,5	378	10,0–12,3 (11,7)
J ₁	HCO ₃	0,7–0,9	220	1,6–12,2 (7,6)
	Cl-HCO ₃ *	0,9–1,2	130	3,2–9,5 (4,9)
	Cl-SO ₄ -HCO ₃	1,0–1,4	115	3,6–9,0 (6,9)
J ₁ -Є ₂	HCO ₃	0,7–0,9	76	3,5–4,6 (4,1)
	Cl-HCO ₃	0,8–1,3	91	1,5–5,0 (3,6)
	SO ₄ -Cl-HCO ₃	1,0–1,4	48	2,6–4,2 (3,6)
Є ₂	Cl-HCO ₃	0,9–1,9	103	1,7–4,4 (2,6)
Є ₁ -PR ₂ jud	SO ₄	4,0–4,3	1,0	1,6–1,8 (1,7)

*анионы расположены в порядке возрастания их концентрации (%мг-экв).

Водоносный нижнеюрский комплекс распространен на всей площади рассматриваемого района. В нижней части разреза юры базальные конгломераты перекрыты кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками с кремнистым и железистым цементом. Выше залегает толща песчаников, переслаивающихся с алевролитами и редкими линзами известняков и ракушечников. Водоносные породы вскрыты на глубине от 143 до 422 м. На большей части территории г. Якутска подземные воды среднекембрийского и нижнеюрского комплексов гидравлически связаны и представляют собой единую напорную систему порово-пластовых и пластово-трещинных вод.

Севернее пос. Жатай первым подмерзлотным водоносным комплексом является среднеюрский или верхнеюрский. Среднеюрские отложения – пески, переслаивающиеся с алевролитами, алевролитами, и кварцевыми мелкозернистыми песчаниками. Обводненные породы вскрыты в

интервале 380–500 м. Отложения верхней юры представлены континентальными образованиями: пески и песчаники с прослоями и линзами углей. Подмерзлотные воды вскрыты на глубинах 202–540 м.

Относительно повышенные концентрации фтора в подмерзлотных водах г. Якутска отмечаются в водоносных комплексах нижней и средней юры. Это слабощелочные или щелочные ($\text{pH} \geq 7,5\text{--}9,0$) воды, преимущественно гидрокарбонатно-натриевого состава. Содержание в них кальция, который мог бы образовывать со фтором вторичные минералы, редко достигает 2% (мг-экв/дм^3). В подмерзлотных водах терригенных отложений среднее содержание фтора $4,1\text{--}11,7 \text{ мг/дм}^3$. Локальное повышение концентрации этого элемента ($9,0\text{--}12,3 \text{ мг/дм}^3$) наблюдается в подземных водах нижнеюрского водоносного комплекса в районе выступа кристаллического фундамента Якутского сводового поднятия. Здесь на породах архея (глубина около 560–600 м) залегают мезозойские отложения, а водоносные комплексы кембрия отсутствуют. Источником фтора, по всей видимости, являются различные минералы алюмосиликатных пород.

В меньшей степени обогащены фтором подземные воды, в которых наряду с гидрокарбонатными доминируют сульфатные ионы, а катионный состав смешанный. Такие воды приурочены к карбонатным отложениям кембрия и протерозоя.

Прямой зависимости содержания фтора в подмерзлотных водах от современной мощности многолетнемерзлых пород и глубины залегания водоносных горизонтов не прослеживается. Однако исключать влияния многолетнего промерзания на накопление фтора нельзя последующей причине. Основным фактором, определяющим повышенную щелочность и низкое содержание кальция в подмерзлотных водах, является криогенное преобразование состава воды [3, 6]: 1) выпадение в осадок плохо растворимых карбонатов кальция при промерзании водоносных комплексов; 2) таяние ультрапресного льда преимущественно натриевого состава в современный период (в районе г. Якутска скорость перемещения нижней фазовой границы мерзлоты вверх оценивается порядка $1,7 \text{ см/год}$ [2]). Щелочной состав подмерзлотных вод и кальцитизация пород также может являться результатом процесса десульфатизации воды в условиях анаэробной среды и обогащенности ее органикой [1]. Этот процесс возможен как в периоды аградации, так и деградации мерзлоты.

Таким образом, на территории г. Якутска максимальные концентрации фтора отмечаются в щелочных подземных водах гидрокарбонатно-натриевого состава. На содержание этого элемента в подмерзлотных

водоносных горизонтах косвенно влияют процессы многолетнего промерзания-протаивания горных пород. Это влияние выражается в формировании специфической геохимической среды, которая благоприятна для извлечения фтора из водовмещающих пород и аккумуляции его в растворе.

Литература:

1. Анисимова Н.П. Криогидрогеохимические особенности мерзлой зоны. Новосибирск: Наука. 1981. 153 с.
2. Балобаев В.Т., Иванова Л.Д., Никитина Н.М., Шепелев В.В., Ломовцева Н.С., Скутин В.И. Подземные воды Центральной Якутии и перспективы их использования. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео». 2003. 137 с.
3. Кононова Р.С. Гидрохимическая зональность подземных вод как один из показателей палеомерзлотных условий// II Международная конференция по мерзлотоведению. Доклады и сообщения. Вып. 5. Якутск. 1973. С. 90–94.
4. Крайнов С.Р., Швеи В.М. Гидрогеохимия подземных вод хозяйственно-питьевого назначения. М.: Недра. 1987. 237 с.
6. Фотиев С.М. Криогенный метаморфизм пород и подземных вод (условия и результаты). Новосибирск: Академическое изд-во «Гео». 2009. 279 с.
7. Шварцев С.Л., Рыженко Б.Н., Алексеев В.А., Дутова Е.М., Кондратьева И.А., Копылова Ю.Г., Лепокурова О.Е. Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода – порода. Т. 2: Система вода – порода в условиях гипергенеза. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2007. 389 с.
8. Шепелев Н.Г., Макогонова О.В. Моделирование гидрогеологических условий подмерзлотного водоносного комплекса для территории г. Якутска // Наука и образование, №2 (58), 2010. С. 21–26.

ГЕЛИОЦИКЛИЧЕСКАЯ ОСНОВА СТРУКТУРЫ РЯДА СРЕДНЕГОДОВОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ МЕТЕОСТАНЦИИ ЯКУТСК

**Поморцева А.А., Поморцев О.А., Попов В.Ф.,
Рожин С.С., Трофимцев Ю.И.**
*Северо-Восточный федеральный университет
им. М.К. Аммосова, г. Якутск*

Несмотря на глобальное потепление климата, охватившее все континенты планеты, среди исследователей нет единой точки зрения относительно причины вызвавшей это явление. Сводка по данной проблеме недавно опубликована М.М. Шацем и Ю.Б. Скачковым [3]. Тем не менее, для Якутии известен климатический прогноз в котором на

основе интерполяции температурной кривой метеостанции Якутск начиная с 2014–2017 гг. прогнозируется значительное похолодание климата [1]. Вместе с тем, из работы профессора Пулковской обсерватории М.С. Эйгенсона известно, что ...«Без привлечения данных о солнечной первопричине климатических изменений прогноз «по тенденциям» есть в лучшем случае лишь догадка и голая эмпирическая экстраполяция, которая всегда может привести исследователя к ошибке» [4]. Руководствуясь исключительной важностью рассматриваемой проблемы мы обратились к численному моделированию гармоник метеорологического ряда среднегодовой температуры ГМС Якутск. В качестве инструмента исследования использовался комплекс математических методов включавший: фурье-анализ, вейвлет-анализ и автокорреляцию ряда. Напомним, что в г. Якутске наблюдения за температурой приземного воздуха были начаты в мае 1829 года. Однако непрерывные наблюдения принятые к анализу охватывают только последние 135 лет (с 1882 по 2018 г.), рис. 1.

Из рис. 1. видно, что начиная с 1970-х гг. среднегодовые температуры в г. Якутске активно прирастают. За последние 40 лет они увеличились на $2,5^{\circ}\text{C}$ причем значительная часть этого прироста пришлось на XXI столетие. Амплитуда ряда за весь период инструментальных наблюдений (последние 187 лет) составила 6°C : от $-12,6^{\circ}\text{C}$ (1837 г., абс. минимум ряда) до $-6,6$ (2017 г., абс. максимум ряда). Это свидетельствует о том, что менее чем за 200-летний период совпавший с завершением Малой ледниковой эпохи (МЛЭ) и развитием глобального потепления климата температура приземного воздуха в Якутске выросла почти вдвое. По амплитуде такой перепад температуры сопоставим с колебаниями ледниковых и межледниковых эпох плейстоцена [2].

Решение задачи

Набор среднегодовых температур приземного воздуха, полученных по результатам наблюдений на метеостанции г. Якутска, будет представлять собой вектор-функцию, все компоненты которой $X_j(t)$, $j=1, \dots, r$ действительны, а t принимает значения 0, 1, 2, ... Таковую совокупность называют r -мерным временным рядом. Ряд температур не может быть привязан к конкретному началу отсчета времени, таким образом, он является инвариантным по отношению к временным сдвигам.

При исследовании временных рядов широко используется два различных подхода: статистический и функциональный. В первом случае временной ряд рассматривается как результат случайного выбора из некоторой совокупности возможных рядов. Во втором подходе r -мерный

временной ряд интерпретируется как неслучайная функция из основного множества функций вида $\{X(t, \nu)=X(t+\nu) | \nu = 0, 1, 2, \dots\}$, где $X(t)$ – заданная векторная функция с g компонентами.

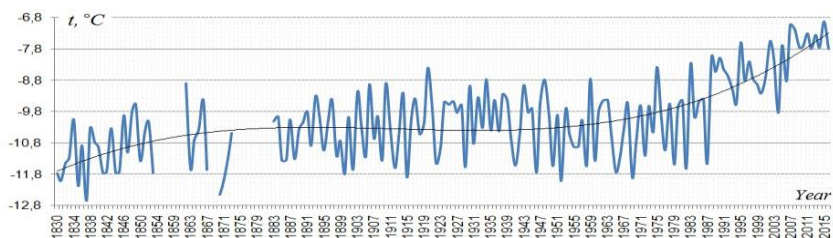


Рис.1. График средних годовых температур г.Якутска с 1830 по 2018 гг.

В общей постановке задачи построения модели ряда функция $X(t)$ состоит из трех компонент – детерминированной $m(t)$, периодической $\varepsilon(t)$ и случайной $\text{Rnd}(0, \sigma)$

$$X(t) = m(t) + \varepsilon(t) + \text{Rnd}(0, \sigma) = F(t) + \text{Rnd}(0, \sigma), t = 0, 1, \dots$$

Случайная компонента $\text{Rnd}(0, \sigma)$ представляет собой остаточную неопределенность, связанную со сложностью метеорологических процессов, влияния на них значительного количества различных факторов, так что ее невозможно заключить в рамки функции $F(t)$. В связи с этим обстоятельством можно принять гипотезу, что $\text{Rnd}(0, \sigma)$ имеет характер случайного шума и подчиняется нормальному распределению с нулевым средним и среднеквадратичным отклонением σ , что отражено в ее обозначении.

Основной задачей при анализе температур г.Якутска является выделение периодической составляющей, соответственно главным методом исследования данного временного ряда является (остается?) гармонический анализ. Функция $X(t)$ известна в дискретной системе точек $x_k = \frac{kL}{N} (k = 0, 1, \dots, N - 1)$, то задача ее тригонометрической аппроксимации осуществляется по формуле

$$T_N(x) = \frac{a_0}{2} + \sum_{l=1}^{n-1} \left(a_l \cos\left(2\pi \frac{lx}{L}\right) + b_l \sin\left(2\pi \frac{lx}{L}\right) \right) + \frac{a_n}{2} \cos\left(\frac{2\pi nx}{L}\right),$$

где

$$a_l = \frac{2}{N} \sum_{k=0}^{N-1} f(x_k) \cos\left(2\pi \frac{kl}{N}\right),$$

$$b_l = \frac{2}{N} \sum_{k=0}^{N-1} f(x_k) \sin\left(2\pi \frac{kl}{N}\right), l=0, 1, \dots, n, b_0 = b_n = 0.$$

Принципиальным недостатком гармонического анализа Фурье, как уже было отмечено выше, является то, что он позволяет выделять гармонические колебания только в стационарном режиме, с постоянными во времени параметрами амплитуды, периода и фазы что не свойственно природным процессам. Поэтому в дополнение к Фурье анализу для временного ряда $X(t)$ нами использовался вейвлет Морле

$$\Psi(t) = \exp\left(i\omega_0 t - \frac{t^2}{2}\right).$$

метод обладает самонастраивающимся подвижным частотно-временным окном, которое хорошо выявляет низко- и высокочастотные характеристики сигнала на разных временных масштабах.

Вейвлет-преобразование (при $\omega_0=6$) выполнено с помощью специализированного веб-приложения KNMI (The Royal Netherlands Meteorological Institute) Climate Explorer национальной метеорологической службы Нидерландов для обработки статистических данных о климате (рис.2).

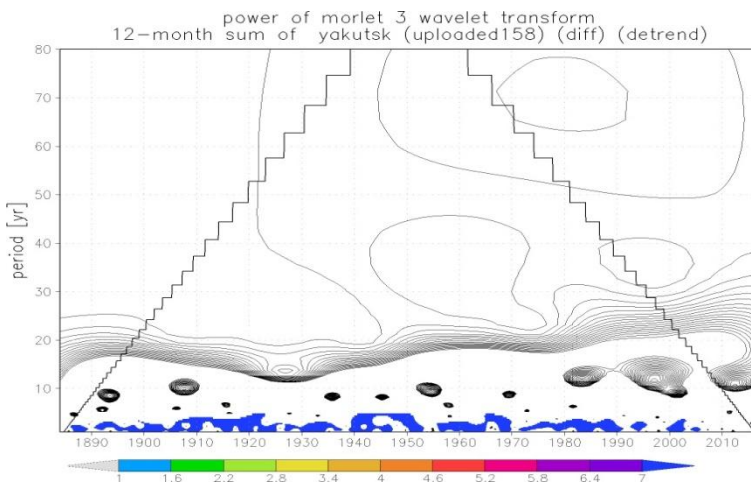


Рис. 2. Вейвлет-преобразование для среднегодовых температур воздуха г. Якутска

Результат:

1) Гармонический анализ ряда температуры показал наличие в нем целого спектра гармоник с периодами близкими к известным солнечно-обусловленной циклам. Все выявленные моды: 11, 22, 36, 48, 72 лет

сопоставимы с солнечно-обусловленными осцилляциями Швабе-Вольфа, Хэла, Брикнера, полувековой и двойной Брикнера.

2) Вейвлет анализ ряда подтвердил гармоническую структуру вскрытую методом Фурье анализа и дополнил ее, показав присутствие, наряду с крупными циклическими осцилляциями (в 72 и 36, 22 и 11 лет) целого спектра более короткопериодных колебаний.

3) Автокорреляция ряда показала, что в диапазоне лагов 12-87 на кривой автокорреляции присутствует крупная циклическая волна с периодом около 75 лет. Экстремумы этой волны приходятся на лаг 37 (отрицательный, при $\max = -0,43$) и лаг 72 (положительный, при $\max = 0,59$). В структуре 75-летнего цикла проступают 6 пачек гармоник с периодами близкими к 11-12-годам. Эти гармоники, в свою очередь, состоя из осцилляций с периодами в 5-7 и 2-3-года.

Выявленная детерминированная составляющая $m(t)$ ряда $X(t)$ не позволяет определить продолжительность периода гармоник ее циклической основы. Возможно, она имеет, скорее всего, двоякую природу: 1) связана с ритмами более длинного порядка известных в географии, в частности векового и $1500 \div 1850$ летнего ритма Шнитникова-Максимова; 2) в последнее время возможно влияние антропогенной составляющей, во всяком случае отепляющего фактора урбанистических процессов г. Якутска.

Таким образом, комплекс математических методов, примененных нами для исследования гармонической структуры ряда среднегодовой температуры ГМС Якутск, не выявил в отличие от предыдущих исследователей, строгих периодичностей гармонических осцилляций с периодом превышающим 72-75 лет. И Фурье-анализ и вейвлет-анализ уверенно дают моды 11, 22, 36, 48, 72 лет сопоставимые с солнечно-обусловленными осцилляциями Швабе-Вольфа, Хэла, Брикнера, полувековой, двойной Брикнера. Близкие моды показала и автокорреляция ряда. Визуализация координат выявленных нами солнечно обусловленных циклов температуры на шкале времени может послужить основой к уточнению, либо разработке новой математической модели долгосрочного климатического прогноза.

Литература:

1. Балобаев В.Т., Скачков Ю.Б., Шендер Н.И. Исследования криолитозоны Восточной Сибири // География и природные ресурсы, 2009. №2 С. 50–56.
2. Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата М., Л.: ГОНТИ; Ред. техн.-теорет. лит., 1939, 227 с.
3. Шац М.М., Скачков Ю.Б. Климат севера: потепление или похолодание? // Климат и природа. 2 (19). 2016. С. 27–37.
4. Эйгенсон М.С. Солнце, погода и климат. Л., Гидрометеиздат, 1963. 273 с.

ИЗМЕНЕНИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПОР ПО РАЗМЕРУ В РЕЗУЛЬТАТЕ ДЕЙСТВИЯ ЦИКЛОВ ЗАМОРАЖИВАНИЯ - ОТТАИВАНИЯ

Попов В.И.

*Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН, г. Якутск,
popov.qtf@mail.ru*

Эксперименты по оценке влияния знакопеременных температурных воздействий на пористые и дисперсные материалы устанавливают [1,2,5], что в зависимости от амплитуды отрицательной температуры в части пор образуются кристаллы льда, рост которых может привести к внутренним повреждениям.

В работе предложена модель перестройки порового пространства горных пород в результате воздействия знакопеременных температур и фазового перехода лед-вода. Пористая среда моделировалась системой сферических пор, с заданной плотностью распределения по радиусам. Система сферических пор погружена в среду с транспортными характеристиками горных пород, зависящими от напряженно - деформированного состояния, определяемого фазовым превращением вода-лед.

Горную породу представим как модельную микропористую среду с заданной числовой плотностью распределения пор по радиусу. При замораживании водонасыщенной среды в результате фазового перехода происходит увеличение первоначального объема воды в поре на величину пропорциональную коэффициенту объемного фазового расширения α_f .

Кинетическое уравнение для плотности распределения пор по размерам в зависимости от числа циклов замораживания - оттаивания (t) представим в виде

$$\frac{\partial f}{\partial t} + \frac{\partial (fv)}{\partial r} + k(r)f = \Psi(f, r) \quad (1)$$

где f – числовая плотность распределения пор по радиусу r .

Здесь второй член обозначает изменение функции f вызванное приростом радиуса поры за один цикл замораживания. При этом, скорость роста радиуса поры за один цикл определяется как:

$$V = (\sqrt[3]{\alpha_f} - 1)r$$

Второй член уравнения (1) можно трактовать как конвективное движение функции распределения пор в пространстве размеров радиусов

[3]. Третий член уравнения определяет прирост числовой плотности функции распределения пор по радиусам в зоне необратимого пластического деформирования, по принципу наследования признаков т.е. пропорционально функции распределения $k(r)f(r,t)$. При этом коэффициент $k(r)$ может определять преимущественный рост числа пор определенного размера (радиуса) по данному механизму. Член уравнения в правой части уравнения представляет собой сумму источников и стоков для плотности распределения пор с радиусом r в результате процессов парного слияния.

Как наиболее вероятные, будем рассматривать взаимодействия близко расположенных пор, и исследуем два варианта «реакций», определяющих «источник пор- i » и «сток пор - i » для данного размерного класса - r_i . При этом учтем сохранение суммарного объема пор, так как в результате «реакций» слияния, суммарный объем пор должен сохраняться.

На рисунке 1 представлены результаты расчетов преобразования однородного порового ансамбля при воздействии знакопеременных температур в пренебрежении вторым и третьим членами в левой части уравнения (1) ($V_k=0$; $k(r_k)=0$).

На рисунке 2 представлены результаты моделирования знакопеременного воздействия на монопористую среду.

Характерной особенностью преобразования монопористого ансамбля пор является расщепление первоначального распределения на ряд отдельных.

На рисунке 3, представлены результаты экспериментального (БЭТ) определения распределения кумулятивного объема пор и дифференциального распределения пор по объему образцов кимберлита в исходном состоянии и после 3 циклов знакопеременного температурного воздействия.

На рисунке 4 представлены результаты моделирования дифференциального распределения объема пор по размеру в образцах кимберлита в исходном состоянии (1) и после 3 циклов знакопеременного температурного воздействия (2). Значения коэффициентов модели и входных

параметров следующие $V=0.03r_i$, $k(r)=0.015$; $m_0=0.027$.

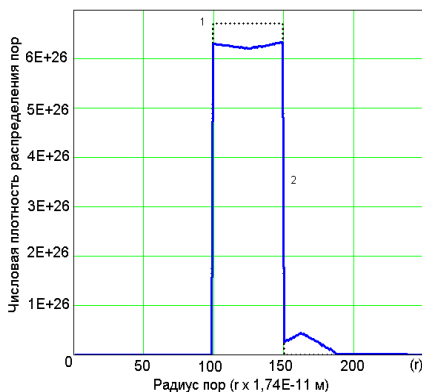


Рис. 1. Преобразование первоначально однородного распределения плотности пор по размеру после воздействия 100 циклов знакопеременного температурного воздействия

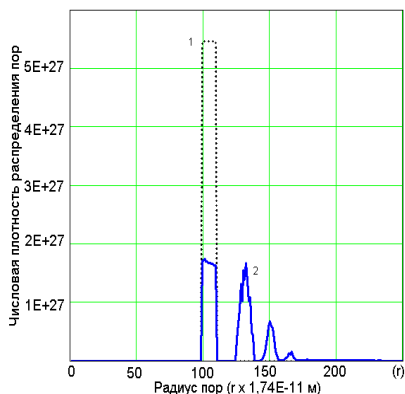


Рис. 2. Преобразование первоначально однородного монопористого распределения плотности пор по размеру после воздействия 100 циклов знакопеременного температурного воздействия

Предварительно на основе экспериментально полученного графика рассчитаны первоначальное распределение числовой плотности пор по радиусу для образцов кимберлита (кривая 1, рисунка 4), а затем в соответствии с представленной моделью после трех циклов воздействия знакопеременных температур (кривая 2).

Представленные результаты расчетов адекватно отражают процессы роста и преобразования порового ансамбля при знакопеременных температурных воздействиях. Моделирование преобразования первоначально однородного монопористого распределения плотности пор по размеру после циклов знакопеременного температурного воздействия отвечает условиям сохранения объема и физически не противоречиво. Прирост содержания больших пор при знакопеременных температурных воздействиях подтверждается результатами экспериментальных исследований [5].

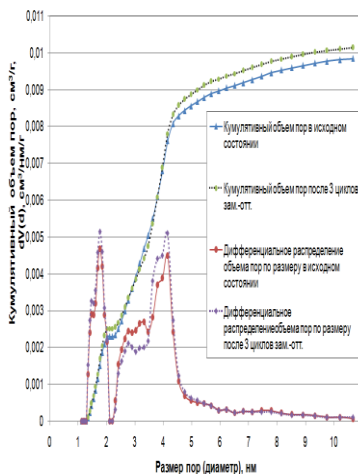


Рис. 3. Результаты экспериментального определения дифференциального распределения объема пор по размеру и соответствующего кумулятивного объема пор

Литература:

1. Курилко А.С., Попов В.И. О предварительной классификации образцов горных пород по начальной пористости при испытаниях на морозостойкость. Горный информационно-аналитический бюллетень ГИАБ. – 2008. Вып. 7, С 227–230.
2. Шестернев Д.М. Криогипергенез крупнообломочных и геотехнические свойства пород криолитозоны.- Новосибирск: 2001. 266 с.
3. Shapiro A.H., Erickson A.J. On the changing size spectrum of particle clouds undergoing evaporation, combustion, or acceleration. Transactions of the ASME, vol. 79, N. 4, 1957, pp. 775–788.
4. Чандрасекар С. Стохастические проблемы в физике и астрономии. М., ИЛ, 1947, 168 с.
5. Takarli M., Prince W., Siddique R. Damage in granite under heating/cooling cycles and water freeze-thaw condition/ Int. J Rock. Mech. Min Sci 2008; 45;1164–1175.

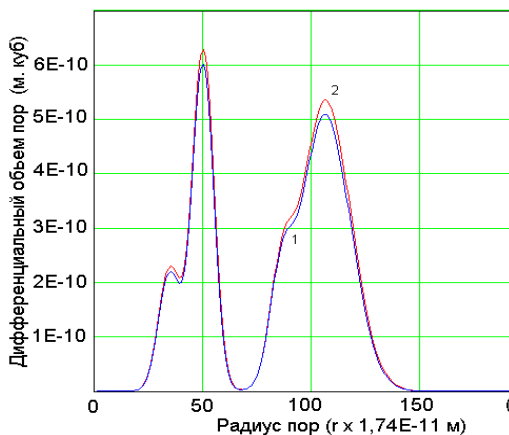


Рис. 4. Результаты моделирования дифференциального распределения объема пор по размеру начального (1) и после 3 циклов знакопеременных температурных воздействий (2)

К ВОПРОСУ МОДЕЛИРОВАНИЯ ЛИТОТЕХНИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ «КТФ СВФУ»

Самырова А.И., Васильева О.И., Заровняев Д.П., Попов В.Ф.
*Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова,
г.Якутск, asamyrova@mail.ru*

Корпус технических факультетов (КТФ) Северо-Восточного федерального университета имени М.К.Аммосова(СВФУ) расположен в г.Якутске по адресу ул.Кулаковского 50. Здание находится на пересечении улиц Кулаковского и Дежнева, озер Сайсары(площадь 0,6 км², глубина до 5 м) и Теплое (рис. 1). В эксплуатацию корпус введен в 2007 г. Здание построено по первому принципу с сохранением многолетнемерзлых грунтов.

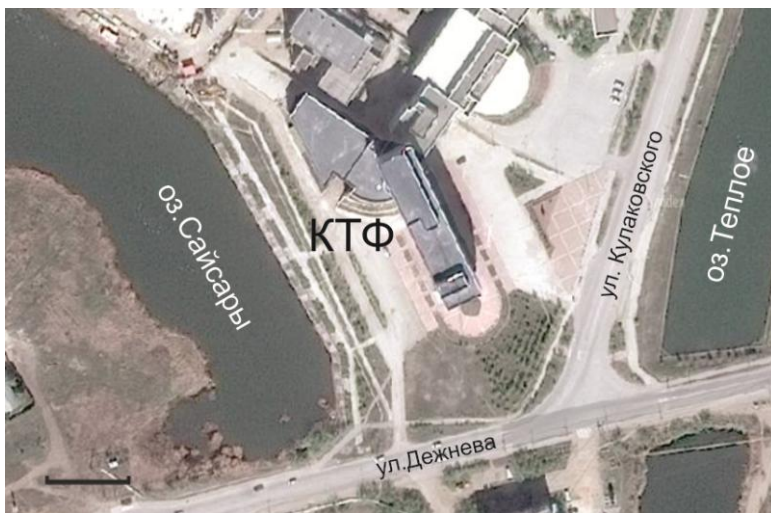


Рис.1. Схема расположения КТФ

В настоящее время внутри здания отмечается наличие трещин на стенах, отслоение кафельных плиток, как на стенах, так и на полу, что свидетельствует о напряженном состоянии здания и его деформациях. Соответственно возникает вопрос обеспечения устойчивого функционирования данного объекта, требующий всестороннего анализа сложных инженерно-геологических условий с позиций системного

подхода. Согласно В.Т. Трофимову и Д.Г. Зилингу его целесообразно рассмотреть как литотехническую систему (ЛТС) «КТФ СВФУ», включающую три подсистемы: наземная конструкция – фундамент – основание, как единую систему, взаимодействующую с окружающей средой [1, 3, 5]. Особое внимание следует уделить факторам природной обстановки, определяющим инженерно-геологические условия. Их можно подразделить на 3 группы: пространственно-морфологические, вещественные и динамические. Первые включают структурно-тектонические, морфоструктурные и геоморфологические показатели. Вторые обусловлены литологическими, минералогическими и геохимическими показателями, а также строением и физико-механическими свойствами рыхлых отложений. Третьи заключают в себя характеристики различных процессов: климатических, гидрогеологических, экзогенных геологических и геокриологических процессов.

Ключевую роль в неравномерности осадков здания играет геоморфологические особенности участка и наличие многолетней мерзлоты [2]. В геоморфологическом отношении долина Туймаада, где расположен г.Якутск, представляет собой террасированную озерно-аллювиальную равнину. Здание КТФ приурочено к водораздельному пространству между озер Сайсары (60 м до береговой линии) и Теплое (соответственно 80 – 90 м). При этом оно все же расположено в прибрежной зоне озера Сайсары, уклоны и сток поверхностных вод ориентированы в его направлении. Здесь также характерны суффозионные и эрозионные процессы внутри грунтового массива, под плиточным и асфальтовым покрытием, которые интенсифицируются в период летних осадков и поливов газонов около КТФ. Геоморфологические особенности, характер грунтов определяют процессы солифлюкции и крипа.

Большинство геологических, инженерно-геологических и геокриологических процессов контролируется режимом погоды, определяемой климатом в г. Якутске. Следует отметить, что здесь отчетливо проявляется процесс глобального потепления климата, усиленный тепловым влиянием процессов урбанизации. В частности выросла среднегодовая температура воздуха относительно учитываемой в инженерно-геологических расчетах многолетней среднегодовой температуры. Теплее стали зимы, больше осадков в летний период, более длительными стали осенне-весенние периоды. Колебания многих климатических характеристик в годовом цикле стали более резкими.

Для территории прилегающей к КТФ характерны основные криогенные

процессы территории г. Якутска – термокарстовые и термосуффозионные просадки, морозобойное растрескивание, солифлюкция, пучение, термоэрозия, подтопление и техногенное наледообразование. Данные процессы отслеживаются в разрушении дорожных покрытий и коммуникаций, деформациях сооружений, переувлажнении и изменении микрорельефа возможность правильно спланировать мероприятия по управлению состоянием литотехнической системы, создать инженерно-геологическую основу для разработки мероприятий по инженерной защите [4, 6, 7, 8].

Характеристика свойств грунтов основания приводится по данным изысканий 2014 г. ООО «Якутпроект-Изыскатель». Участок сложен техногенными, аллювиальными и элювиальными грунтами. Толща грунтов изучена до глубины 16,0 м. В разрезе выделено 7 инженерно-геологических элементов, сложенных песками и супесями с примесью органики (кроме ИГЭ-7). Деятельный слой сложен песками средней крупности, средnezасоленным, сильно пучинистым мощностью до 2,4 м (ИГЭ 1) и сильнозасоленными супесями, текучими с показателем консистенции $I_L = 2,3 - 2,6$ д.е., чрезмерно пучинистыми (ИГЭ 2 на интервале 1,2 – 3,5 м). Ниже расположен талик, представленный супесями ИГЭ-3 выделяется до глубин 4,5 и 5,8 м. ИГЭ-4 сложен сильнозасоленными сильно пучинистыми песками средней крупности, встречается в интервале 3,2 – 4,8 м. В мерзлой толще выделяют ИГЭ 5 (супесь) и ИГЭ-6 (песок средний) сильнозасоленные, с массивной криогенной текстурой. И только в нижней части разреза (ИГЭ-7) с глубины 12 м грунты не засоленные, твердомерзлые с массивной криотекстурой, без примесей органических веществ. Температуры в разных скважинах варьируют, на глубине 10 м от -1,8 до -3,1 °С.

Таликовая зона контролируется криопэгом с минерализацией от 26 до 40 г/л. Таким образом, устойчивость ЛТС «КТФ СВФУ» определяется сопряжением фильтрационно-миграционных процессов в таликовой зоне, инженерно-геологическими и геокриологическими процессами, которые в значительной мере увязаны с переходом многолетнемерзлых грунтов в пластично-мерзлое и талое состояние. Анализ ЛТС создать инженерно-геологическую основу для разработки мероприятий по обеспечению ее устойчивости.

Литература:

1. Абатурова И. В., Емельянова И. А. Интегральная оценка компонентов инженерно-геологических условий городской инфраструктуры в криогенной зоне (на примере г. Надым)// Литосфера. 2013. № 6. С. 105–111.

2. Контроль состояния геотехнической системы Якутска на основе мерзлотно-геоморфологической систематизации / М.Н. Григорьев, А.Н. Курчатова, Л.П. Аносова [и др.] // Якутск – столица северной республики: глобальные проблемы градостроения и пути их решения: материалы науч.-практ. конф. Ч. II. Якутск, 1997. С. 31–39.
3. Королев В.А. Мониторинг геологических, литотехнических и экологогеологических систем / В.А.Королев; под ред. В.Т.Трофимова. М.: КДУ, 2007. 416 с.
4. О проблемах градостроительства в криолитозоне (на примере Якутска) / О.И. Алексеева, В.Т. Балобаев, М.Н. Григорьев, В.Н. Макаров, Р.В. Чжан, М.М. Шац, В.В. Шепелев // Криосфера Земли. 2007. Т. XI, № 2. С. 76–83.
5. Самырова А.И., Попова М.В. К вопросу моделирования литотехнических систем на территории г. Якутска // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы VIII Всерос. научно-практической конференции, 18-20 апреля 2018 г.: в 2 т. Якутск : Издательский дом СВФУ, 2018. С. 279–282.
6. Шац М.М. Эколого-геокриологические проблемы г. Якутск // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. – 2010. – № 4. – С. 351–359
7. Шац М.М., Сериков С.И. Современное обводнение территории г. Якутска // Наука и образование. 2009. № 4. С. 162–171.
8. Шепелев В.В., Шац М.М. Геоэкологические проблемы обводнения и подтопления территории г. Якутска // Наука и образование. 2000. № 3. С. 68–71.

ВЛИЯНИЕ КРИОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ НА ОПОРЫ ЛЭП

Сыромятников И.И., Кириллин А.Р., Лыткин В.М.

Институт мерзлотоведения им П.И. Мельникова СО РАН,

г. Якутск, igor@mpi.ysn.ru

Строительство и эксплуатация любых инженерных сооружений сопровождается техногенным вмешательством в природную среду. Нарушение естественных условий в области развития криолитозоны влекут за собой развитие целого ряда опасных для самой природы и инженерных сооружений криогенных процессов: термокарстовых просадок, термоэрозийного смыва, солифлюкции, пучения, трещинообразования и оврагообразования [2].

Обеспечение устойчивости инженерных сооружений в криолитозоне является одной из основных проблем в инженерной геокриологии. Особенно остро стоит такая проблема на территории развития ледового комплекса.

Под ледовым комплексом понимается весьма льдистый горизонт четвертичных отложений, насыщенный жилами льда и неоднородный в отношении состава, строения, генезиса и возраста слагающих слоев [4]. По причине высокого содержания льдов, породы ледового комплекса довольно остро реагируют на изменение природных условий, а также на воздействия техногенных факторов.

Для оценки устойчивости опор линии электропередачи (ЛЭП) в связи с современным изменением климата, авторами этой работы были проведены рекогносцировочные исследования на объекте: ВЛ110 кв Л-118 «Хандыга–Джебарики-Хая».

Объект исследований находится в Томпонском районе РС (Я). Районным центром является п. Хандыга, который расположен на правом берегу р. Алдан в 410 км к северу-востоку от г. Якутска.

В геолого-географическом отношении район исследований расположен в пределах Алданской угленосной площади. В северо-западной части района вдоль правого берега р. Алдан с юго-запада на северо-восток простирается дугообразно изогнутая равнина с абсолютными отметками до 200 м. Она характеризуется слабой расчлененностью поверхности, малой врезанностью долин рек и ручьев, широкими и плоскими водоразделами с многочисленными озерами в северной части. Вся поверхность равнины заболочена, местами покрыта древесной растительностью. Нередки участки, покрытые кочкарниками. Леса развиты лишь в долинах рек и ручьев и на склонах, а также по берегам озер. Заболоченная поверхность равнины труднопроходимая, местами практически непроходимая. Ширина равнины достигает 50 км.

Район работ относится к зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород. Мощность их здесь достигает до 400 м [1]. Участок исследований характеризуется широким развитием пород ледового комплекса. Мощность деятельного слоя в зависимости от рельефа, экспозиции склонов и толщины мохово-растительного покрова колеблется от 0,5 до 1,5 м и редко до 2,0 м [3].

Методика рекогносцировочных исследований включала в себя следующее: маршрутные исследования по трассе ЛЭП; бурение скважин; проходка шурфов; описание естественных обнажений ледового комплекса; измерение температуры пород в скважинах и изучение теплофизических характеристик грунтов.

Для изучения грунтов в естественных условиях Сква. ВЛ118-1 была пробурена посреди леса. Глубина скважины 3 м. До глубины 1,9 м были вскрыты серые суглинки с содержанием нитевидных корешков трав. На

момент бурения мощность сезоннопротаивающего слоя составила 1,2 м. По данным лабораторных анализов весовая влажность проб грунтов, взятых из этой скважины, изменяется от 26 до 56%. С глубины 1,9 м и до забоя скважина вскрыла повторно-жильный лед.

Скв. ВЛ118-2 была пройдена непосредственно на просеке. Эта скважина характеризует грунты в нарушенных условиях. На момент проходки грунты протаяли до глубины 1,1 м. Ниже этой отметки были вскрыты сильнольдистые суглинки. Весовая влажность грунтов изменяется от 26 до 72%. Забой скважины находится на глубине 3 м.

Сравнительный анализ термометрических наблюдений в этих скважинах показал, что на глубине 3 м грунты на просеке имеют температуру 0,6 °С ниже, чем в естественных условиях (рис. 1). Видимо, это объясняется более высокой льдистостью грунтов в скв. ВЛ118-2.

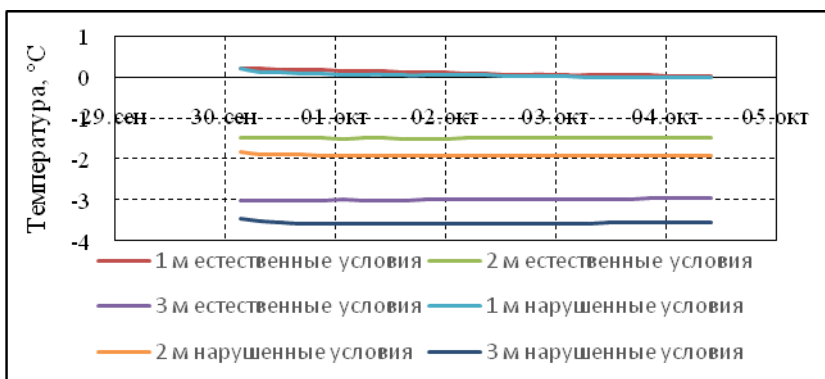


Рис. 1. График изменения температур грунтов в естественных и нарушенных условиях

В результате маршрутных исследований было выявлено, что почти по всей протяженности ЛЭП «Хандыга–Джебарики-Хая» отмечается развитие опасных криогенных процессов. На линии просеки по причине нарушения естественных условий поверхности произошло сильное заболачивание территории и активизация процессов термокарста и криогенного пучения.

Основной проблемой объекта исследований является криогенное пучение опор ЛЭП. В результате неравномерного выпучивания свай некоторое количество опор находятся в аварийном состоянии (рис. 2).



Рис. 2. Опора ЛЭП, которая сильно накренилась в результате неравномерного выпучивания свай

На основе полученных результатов можно предположить, что причинами выпучивания свай являются: наличие пучинистых грунтов; потепление климата; увеличение влажности грунтов и недостаточная глубина заложения свайных фундаментов.

Для разработки рекомендаций по обеспечению устойчивости опор ЛЭП «Хандыга–Джебарики-Хая» требуется провести инженерно-геологические изыскания с бурением скважин и применением геофизических работ. Кроме того, для прогнозирования проявления потенциально опасных криогенных процессов необходимо организовать геокриологический мониторинг на объекте исследований.

Литература:

1. Баранов И.Я. Геокриологическая карта СССР. Масштаб 1:5 000 000. М.: ГУГК, 1977.
2. Иванов М.С. Криогенное строение четвертичных отложений Лено-Алданской впадины. – Новосибирск: Наука, 1984. 129 с.
3. Мерзлотно-ландшафтная карта Республики Саха (Якутия). Масштаб 1: 1 500 000 / Федоров А.Н., Торговкин Я.И., Шестакова А.А., Васильев Н.Ф., Макаров В.С. и др.; гл. ред. М.Н. Железняк – Якутск: ИМЗ СО РАН, 2018.
4. Соловьев П.А. Криолитозона северной части Лено-Амгинского междуречья. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 144 с.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА МЕЖМЕРЗЛОТНОГО ТАЛИКА В ДОЛИНЕ РУЧЬЯ УЛАХАН-ТАРЫН, ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЯКУТИЯ

Тананаев Н.И.¹, Котов П.И.², Гагарин Л.А.¹,
Варламов С.П.¹, Бажин К.И.¹

1 – Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск,
TananaevNI@mpi.ysn.ru

2 – МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва

Введение. Наблюдаемые климатические изменения в Арктике, вкупе с необходимостью обеспечения населения северных регионов питьевой водой, делают проблему изучения гидрогеологических процессов в криолитозоне особенно актуальной. В центральной Якутии значительные запасы пресных подземных вод приурочены к водонасыщенным межмерзлотным таликам, разгружающимся в прибровочной области IV надпойменной (Бестяхской) террасы правобережья р. Лена [1].

Происхождение межмерзлотных таликов центральной Якутии остается дискуссионным. Неясно, существуют ли межмерзлотные талики как производная исключительно современных климатических условий, как продукт особых геологических условий, или как результат отепляющего воздействия потока межмерзлотных вод. Математическое моделирование позволяет, прямо или косвенно, оценить влияние потока межмерзлотных вод на тепловой режим таликовой зоны. В данной работе приведены результаты моделирования кондуктивного теплообмена в межмерзлотном талике в долине ручья Улахан-Тарын (центральная Якутия) в программах QFrost и PFLOTTRAN при современных климатических условиях.

Район исследований. Ключевой участок моделирования расположен в правобережной части долины ручья Улахан-Тарын, в области разгрузки межмерзлотного водоносного горизонта. Долина ручья Улахан-Тарын открывается в долину р. Лена в ее правобережной части, к югу от пос. Нижний Бестях. В предшествующие годы сотрудниками ИМЗ СО РАН выполнен большой объем работ по изучению температурного режима отложений, строения мерзлой толщи и межмерзлотного талика, режима подземных вод [1-3].

Геологическое строение. Бестяхская терраса сложена средне- и мелкозернистыми песками мощностью до 80-85 м, перекрывающими коренной цоколь среднекембрийских известняков [2]. На ключевом

участке геологическое строение разреза песчаных отложений исследовано в 2018 г. методом электротомографии.

В верхней части разреза, до глубины 15-16 м, уверенно выделяется горизонт мерзлых сухих песков со значениями удельного электрического сопротивления (УЭС) от 1000 до 10000 Ом*м. Фазовое состояние установлено по материалам ранее выполненных буровых работ, поскольку мерзлые и талые сухие пески имеют сходные значения УЭС. В интервале глубин от 15 до 80-85 м находится межмерзлотный талик, сложенный увлажненными песками с УЭС в основном ниже 300 Ом*м, а в нижней части, ниже 60-65 м — песками с примесью щебня и гальки, у которых УЭС падает с глубиной от 300 до 1000 Ом*м. Увеличение УЭС до 1000-2000 Ом*м происходит с глубины 80-85 м, которая соответствует положению коренной кровли мерзлых среднекембрийских известняков цоколя Бестяхской террасы.

Использованные модели. Моделирование температурного режима межмерзлотного талика выполнялось с использованием двух моделей: QFrost и PFLOTTRAN.

Модель QFrost разработана на кафедре геокриологии геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова для решения нестационарных нелинейных задач теплопроводности с подвижными фазовыми границами и распределенными теплоисточниками в одно- и двумерных областях. Основная функция программы – решение нестационарного нелинейного дифференциального уравнения теплопроводности методом конечных разностей. Размеры расчетной области и её разбивка на блоки равномерной сетки, в прямоугольных или цилиндрических координатах, определяются только особенностями решаемой задачи.

Модель PFLOTTRAN разработана консорциумом национальных физических лабораторий США (Sandia, LosAlamos, OakRidge, Lawrence Berkeley) для тепловых и фильтрационных расчетов с учетом химических реакций в массиве пород. В отличие от QFrost, PFLOTTRAN – гидрогеологическая модель, в которую включены модули расчета кондуктивного и конвективного теплопереноса (PFLOTTRAN-Ice). Модель работает в ОС Linux, и не имеет GUI; задание расчетной области и начальных/граничных условий происходит в виде «контрольных карт», собираемых в единый входной текстовый файл.

Характеристика расчетной области. В рамках одномерной модели решалась задача Стефана для геологических условий, соответствующих разрезу скважин № 1-09 и № 2-10. Согласно геологическим описаниям и геофизическим данным, в разрезе заданы четыре основных расчетных слоя

(геологических элемента), различающихся по своим физико-механическим и теплофизическим свойствам. Теплофизические характеристики пород, необходимые для расчета, назначались согласно действующим нормативным документам (СП 25.13330.2012). Основные характеристики расчетных слоев приведены в табл. 1.

В качестве начальных условий задавалась температура 1°C и влажность в соответствии с данными табл. 1. Климатические характеристики для задания граничных условий приняты по данным метеостанции Якутск.

В модели QFrost на поверхности принималось граничное условие третьего рода, учитывающее ход среднемесячных значений температуры воздуха и термическое сопротивление снежного покрова. На других границах принималось условие второго рода с нулевым теплотокотом. Допущение о нулевом потоке тепла на нижней границе принято, поскольку глубинный теплотокот в данном районе имеет пренебрежимо малую величину, порядка 45 мВт/м^2 [4].

Таблица 1

Физические и теплофизические свойства грунтов, принятые при расчетах

№ слоя	Интервал глубин, м	$\gamma_{\text{ск}}$, кг/м ³	$\lambda_{\text{т}}$, Вт/м·К	$\lambda_{\text{м}}$, Вт/м·К	$C_{\text{т}}$, Дж/кг·К	$C_{\text{м}}$, Дж/кг·К	$Q_{\text{ф}}$, мДж/м ³
1	0 – 2,5	1430	1,47	1,2	1600	1300	48
2	2,5 – 8	1230	1,6	2,18	2160	1510	103
3	8 – 16	1030	1,21	2,28	3615	2362	138
4	ниже 16	1000	0,68	2,3	3220	1960	335

В модели PFLOTTRAN на поверхности задавалось граничное условие первого рода – среднесуточная температура воздуха; на данном этапе моделирования игнорировали теплоизолирующее влияние снежного покрова и выпадение осадков, которые будут включены в модель на следующем этапе работ. На других границах принималось условие второго рода с нулевым теплотокотом.

Результаты моделирования. В результате расчетов, выполненных с использованием реальных климатических данных и характеристик снежного покрова на лиственничном редколесье Бестяхской террасы, было установлено, что в естественных условиях наблюдаемые высокие температуры на подошве слоя сезонного оттаивания могут формироваться только в случае, когда в структуре годового теплообмена участвуют дополнительные отепляющие факторы.

Установлено, что важную роль в формировании теплового режима пород сезоннопротаивающего слоя играет положительная температурная

сдвигка. Эффект сдвигки объясняется различиями во влажности песчаных отложений сезоннопротаивающего слоя в талом и мерзлом состоянии, вследствие чего теплопроводность талых пород может заметно превышать таковую мерзлых пород.

Модельные расчеты показали, что при современных природных условиях за 100 лет (период моделирования) могло бы произойти промерзание отложений на глубину не меньше 40 м. Наблюдаемая мощность верхнего яруса ММП, однако, составляет лишь 16 м. Следовательно, подземные воды оказывают существенное влияние на формирование температурного режима межмерзлотного талика, скорее всего – вследствие теплоотдачи турбулизированного водного потока.

Исследование выполнено при совместной финансовой поддержке РФФИ и Правительства РС(Я), проект №18-45-140029.

Литература:

1. Ефимов А.И. Незамерзающий пресный источник Улахан-Тарын в центральной Якутии // В сб.: Исследования вечной мерзлоты в Якутской республике. Вып. 3. М.: Изд-во АН СССР. 1952. С. 60-105.
2. Варламов С.П., Скачков Ю.Б., Скрыбин П.Н. Температурный режим грунтов мерзлотных ландшафтов Центральной Якутии. Якутск: Изд-во ИМЗ СО РАН. 2002. 218 с.
3. Оленченко В.В., Гагарин Л.А., Христофоров И.И., Колесников А.Б., Ефремов В.С. Строение участка развития термосуффозионных процессов в пределах Бестяхской террасы реки Лены по геофизическим данным // Криосфера Земли. Т. XXI, №5. 2017. С. 16-26.
4. Балобаев В.Т. Геотермия мерзлой зоны литосферы Севера Азии. Новосибирск: Наука. Изд-во СО РАН. 1991. 194 с.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РАДАРНЫХ ИЗОБРАЖЕНИЙ SENTINEL-1 ДЛЯ ОЦЕНКИ НАЛЕДНОГО СТОКА В БАССЕЙНАХ РЕК ЮЖНОЙ ЯКУТИИ

Тананаев Н.И., Гагарин Л.А.

*Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск,
TananaevNI@mpi.ysn.ru*

Введение. Наледи подземных вод занимают важное место в ряду гидрологических объектов криолитозоны, осуществляя сезонное и годовое регулирование речного стока [1]. В горных районах основной источник их питания – воды сквозных таликов, фильтрующихся, как правило, по

тектоническим разломам, и воды промерзающих подрусловых таликов, разгружающиеся в долины рек под действием криогенного напора. Основная гидрологическая функция наледей – перехват базового стока зимней межени и его разгрузка в речную сеть в период таяния. Объем наледного регулирования стока соответствует общему объему наледей в бассейнах и составляет до 10-15% годового стока рек [2]. По потере объема между датами наблюдений оценивается средний наледный расход воды.

Прямые наблюдения за динамикой наледных массивов методом вешкования имеет удовлетворительную точность, и большинство расчетов объема наледей СССР выполнено этим методом. Он, однако, трудоемок и требует регулярного присутствия наблюдателя, вследствие чего получили распространение обобщенные эмпирические зависимости, связывающие объем наледей с их площадью в конце зимы [2]. Площадь наледных массивов достоверно определяется дистанционными методами: по материалам аэрофотосъемки (АФС), в том числе с беспилотных летательных аппаратов (БПЛА), а также по космическим снимкам в оптическом и тепловом диапазонах [3]. К недостаткам дистанционных методов относят невысокое пространственное разрешение спутниковых продуктов (MODIS) и съемок с БПЛА, недостаточное временное разрешение (Landsat 8 или Sentinel-2), затратность производства (АФС).

Радарные снимки – известная альтернатива дистанционным данным оптического диапазона [3], однако их использование также ограничивалось сложностью их интерпретации, а также ограниченной доступностью. В данной работе показан опыт использования радарных изображений спутников Sentinel-1 Европейского космического агентства (ЕКА) для определения площади наледей.

Материалы и методы. Радарные изображения спутников Sentinel-1 свободно распространяются через Copernicus Open Access Hub - графический интерфейс базы данных ЕКА [4]. В работе использованы радарные снимки, полученные в режиме Interferometric Wide Range (IW), с шириной полосы захвата 250 км, уровня обработки L1, в горизонтальной дальности, с приведенным пространственным разрешением 10 м. В состав снимка входят данные об амплитуде отраженного сигнала по двум поляризационным каналам: VV (vertical-vertical) и VH (vertical-horizontal).

Обработка изображений выполнялась в программе SNAP 6.0, и включала: (1) коррекцию орбитальных параметров; (2) радиометрическую калибровку; (3) введение поправок на рельеф; (4) приведение сигнала к абсолютной интенсивности σ в децибелах. По результатам обработки

синтезируется RGB-изображение с каналами (σ_{vh} ; σ_{vv} ; $|\sigma_{vh} - \sigma_{vv}|$). На таком изображении наледи в период таяния дешифрируются по насыщенному тёмно-синему тону, влагонасыщенный снег – по светло-голубому тону (рис. 1).

Площадь наледей F , м², определялась мануальным дешифрированием RGB-изображения, их объем W , млн м³ – по эмпирической степенной формуле Б.Л. Соколова [2]:

$$W = aF^b, (1)$$

где a и b – эмпирические коэффициенты, равные 0,96 и 1,094 соответственно [2–3]. Потеря объема наледей при таянии весной за межсъемочный период, отнесенная ко времени между съемками, характеризует средний расход наледного стока в выбранном речном бассейне.

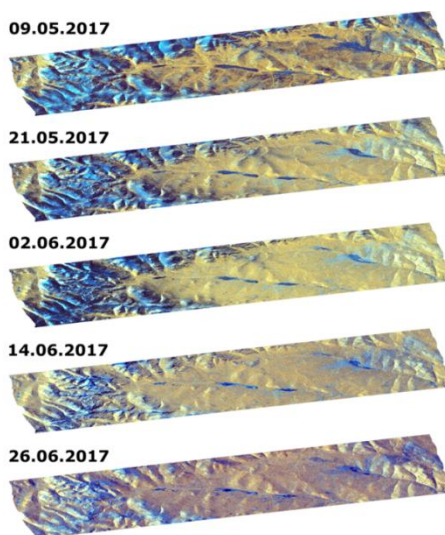


Рис. 1. Ситуационные фрагменты радарных снимков для бассейнов рр. Самокит и Верхняя Нерюнгра в 2017 г., данные КА Sentinel-1

Результаты. Суммарная площадь наледей на момент их максимального развития, в начале мая 2017 г., составила 8,145 км². Определенный по формуле (1) объем наледей в бассейне р. Самокит – 10,2 млн м³, в бассейне р. Верхняя Нерюнгра – 19,0 млн м³, что составляет 13,3 % от нормы стока реки за период 2008-2016 г. Изменение площади наледей в период таяния зависит от морфологии долины и формы ледяного тела (рис. 2): распластанные наледи в долине Верхней Нерюнгры

быстрее теряют площадь, тогда как в стесненной долине Самокита площадь убывает равномерно и медленно.

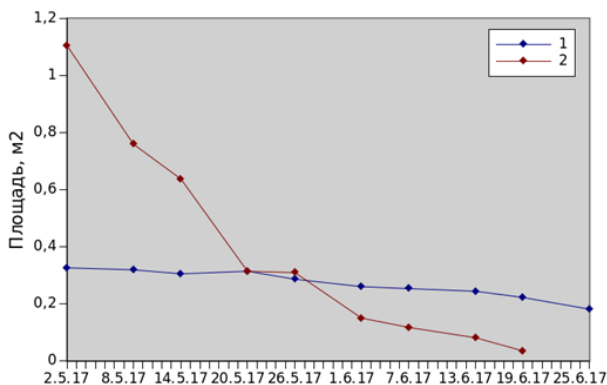


Рис. 2. Изменение площади наледей в период таяния 2017 г.: 1 – средняя наледь на р. Самокит; 2 – верхняя наледь на р. Верхняя Нерюнгра

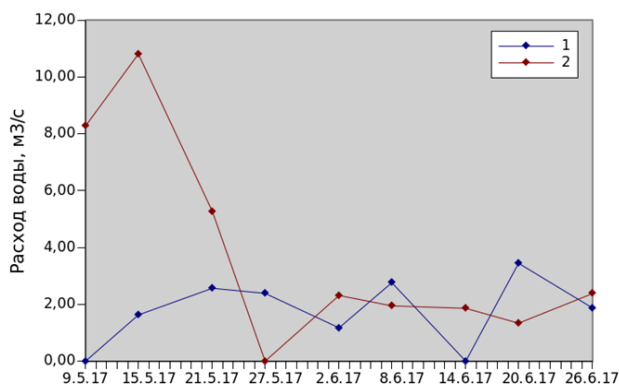


Рис. 3. Изменение наледного расхода воды в период таяния 2017 г.: 1 – р. Самокит; 2 – р. Верхняя Нерюнгра

Соответственным образом изменяется во времени и объем наледей; различия в морфологии долины приводят, теоретически, к завышению объемов распластанных наледей либо к занижению объемов стесненных наледей.

Средний за май-июнь наледный расход воды, рассчитанный по потере объемов, в бассейне р. Верхняя Нерюнгра составил $3,76 \pm 0,1 \text{ м}^3/\text{с}$, в бассейне р. Самокит – $1,76 \pm 0,05 \text{ м}^3/\text{с}$; максимальный расход наблюдается в середине мая (Верхняя Нерюнгра) или середине июня (Самокит) (см.

рис. 3).

Дальнейшие исследования. Полученные результаты при использовании радарных данных для дешифрирования наледей показали удовлетворительную точность. Интерпретация получаемых изображений, тем не менее, остается субъективной. Продолжение исследований потребует решения нескольких важных вопросов: (1) разработка автоматических алгоритмов распознавания наледных явлений по данным об интенсивности сигнала в разных поляризациях; (2) полевая проверка результатов дешифрирования в разные сезоны (в отсутствии наледи, при наличии снежного покрова на наледных полянах, при течении воды по поверхности наледи); (3) объективная проверка объема наледей по эмпирическим формулам прямыми методами (расчет по вехам, фотограмметрия).

Литература:

1. Соколов Б.Л. Особенности гидрологии рек криолитозоны // В сб.: Водные ресурсы и водный баланс. Л.: Гидрометеиздат. 1988. С. 371–379.
2. Соколов Б.Л. Наледи и речной сток. Л.: Гидрометеиздат. 1975. 190 с.
3. Yoshikawa K., Hinzman L.D., Kane D.L. (2007) Spring and aufeis (icing) hydrology in Brooks Range, Alaska // J. Geophys. Res. Biogeosci. 112, G4S43.
4. Copernicus Open Access Hub: <https://scihub.copernicus.eu/>

ГИДРОХИМИЯ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД И ЛЬДОВ СЕВЕРНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ОСТРОВА КОТЕЛЬНЫЙ

**Торговкин Н.В.¹, Макаров В.Н.¹, Максимов Г.Т.¹,
Протопопов А.В.², Павлова Н.А.¹, Федоров А.Н.¹**

*1 – Институт мерзлотоведения им П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск,
nick1805torg@gmail.com*

2 – Академия наук Республики Саха (Якутия), г. Якутск

В работе представлены результаты гидрохимических исследований, проведенных во время экспедиции на северное побережье о. Котельный, в августе 2018 г. При изучении гидрохимических особенностей поверхностных вод и льдов, был применен комплекс современных аналитических методов. В отобранных водных пробах отмечены повышенные содержания отдельных микроэлементов относительно их кларковых значений. Изотопный состав льдов свидетельствует о разном времени их формирования.

В августе 2018 г. состоялась вторая комплексная экспедиция Якутского регионального отделения Русского Географического Общества с участием специалистов Академии наук Республики Саха (Якутия), Института мерзлотоведения СО РАН, и Научно-исследовательской Одиссеи «Эффект мамонта». Экспедиция охватила остров Котельный (Бухта Стахановцев Арктики и устье р. Кожевина) и остров Столбовой.

Гидрохимические и геокриологические исследования были проведены на территории, прилегающей к востоку от устья р. Кожевина, на берегу губы Драгоценная Восточно-Сибирского моря. Там же в приливно-отливной зоне, была обнаружена туша некрупного мамонта [1], погребенная в морском илу.

На берегу вскрываются отложения ледового комплекса, представленного пластовым льдом, вмещающим в себя заторфованные суглинки, серо-желтые пески и торфяные образования, также встречаются повторно-жильные и инъекционные льды. Высота ледового комплекса в районе исследования составляет 5-10 м.

Рельеф представляет собой прибрежную низину, которая завершается обрывистым склоном, подверженному термоабразии. На самой низине развит полигональный рельеф (рис. 1), типичный для арктической тундры. Активно развиваются процессы термоэрозии и термоденудации. Растительность скудная представлена злаками, осоками, полярным маком.



Рис. 1. Рельеф северного побережья о. Котельный (снимок Н.В. Торговкина)

Для изучения гидрохимической обстановки, были отобраны пробы с поверхностных водоемов и пластовых льдов. Определение минерализации и растворенных ионов проводилось методом титрования и капиллярного электрофореза в ИМЗ СО РАН, аналитики Л.Ю. Бойцова, О.В. Шепелёва.

Микроэлементный состав изучался методами атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой ИСП-АЭС и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой ИСП-МС в Институте проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов РАН (г. Черноголовка). Валовые содержания тяжелых металлов определены в аналитической лаборатории РИАЦЭМ РС(Я). Содержание стабильных изотопов (O^{18} и HD) в воде и ледяных льдах выполнено в Институте Альфреда Вегенера, г. Потсдам, Германия (аналитики – Г.Т. Максимов, Х. Майер).

Поверхностные воды острова характеризуются гидрокарбонатным магниевым-кальциевым составом и минерализацией 0,05-0,15 г/л. Содержания свинца, железа, марганца, иттербия, кобальт и никеля превышают кларковые значения. Воды приливно-отливной зоны имеют хлоридно-натриевый состав. Их минерализация 1,7-11 г/л. В воде повышены концентрации свинца, бора, цинка, марганца, стронция, алюминия, иттербия, железа, рубидия и кобальта.

Почвы в основном представлены незасоленными лессовидными суглинками. В составе поровых растворов преобладают гидрокарбонаты кальция и магния, по величине pH (5,8) поровые воды слабокислые.

Ледяные льды по минерализации (0,05 до 0,11 г/л) близки к поверхностным водам, но отличаются от последних по составу. Химический тип ледяных льдов гидрокарбонатный натриево-кальциевый. Кларковые значения в них превышают свинец, иттербий, марганец, кадмий, алюминий, железо, цинк, кобальт, хром, медь, никель, титан, теллур, фосфор, барий, рубидий, стронций, мышьяк и бор.

Для определения климатических условий формирования ледяных льдов было определено соотношение стабильных изотопов воды O^{18}/HD и дейтериевый эксцесс EX . Данные изотопного анализа (рис. 2) показали, что прибрежные льды формировались в сухой и холодной среде (пробы К-5 и К-6: $\delta O^{18} = -29\text{‰}$, $\delta HD = -227\text{‰}$, $EX = 6,6$; проба К-4: $\delta O^{18} = -23\text{‰}$, $\delta HD = -182\text{‰}$, $EX = 3,2$), а лёд, отобранный с основания торфяной пачки (К-8) в более теплых и влажных условиях ($\delta O^{18} = -16\text{‰}$, $\delta HD = -123\text{‰}$, $EX = 1,9$).

Первичные результаты, позволяют сделать первичные выводы о том, что поверхностные воды, ледяные льды и почвы, несильно подвержены морскому влиянию. Высокие содержания таких элементов как свинец, иттербий, марганец и др., вероятно связаны с их наличием во вмещающих породах, которые вымываются с поверхностными водотоками и оседают во льдах. Ледяные льды, согласно их изотопному составу, вероятно, сформированы в разное время.

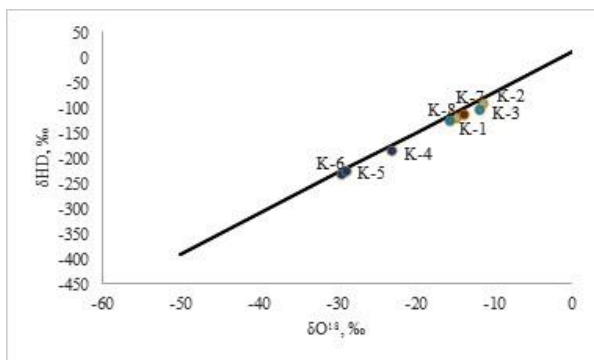


Рис. 2. Изотопный состав проб льда и поверхностных вод относительно глобальной линии метеорных вод



Рис. 5. Места отбора проб льда. Слева обнажение на берегу моря, сложенное сверху-вниз: 0-0,4 м – супесчаными почвами, 0,4-1,2 м – мелко-среднезернистыми песками, 1,2-1,6 м – пластовым льдом, 1,6-2,0 м суглинками со шлирами льда, 2,0-2,4 м – пластовым льдом. Справа торфяная пачка мощностью 2,2 м, в основании которой залегает ледовый комплекс

Литература:

Сахалайф сетевое издание: [сайт]. URL: sakhallife.ru/zolotoy-mamont-tretya-sensacionnaya-nahodka-uchenyih-na-ostrove-kotelnyiy.

ЛИТИЙ В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЯКУТСКОГО АРТЕЗИАНСКОГО БАССЕЙНА

Федорова С.В.^{1,2}, Павлова Н.А.¹

1 – *Институт мерзлотоведения им П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск,
veta_f@mail.ru*

2 – *Северо-Восточный федеральный университет
им. М.К. Аммосова, г. Якутск*

Якутский артезианский бассейн – одна из крупнейшей гидрогеологической структур платформенного типа в области крилитозоны. Особенностью этой структуры является наличие в чехле бассейна под толщей многолетнемерзлых пород (ММП) подземных вод с минерализацией около 1 г/л. Несмотря на значительные запасы, подмерзлотные воды используются в основном для технических целей. Одним из компонентов, ограничивающих применение подмерзлотных вод в питьевых целях, является литий, содержание которого достигает 0,85 мг/л. В питьевой воде его концентрация не должна превышать 0,03 мг/л.

В природе литий находится только в виде соединений, концентрируется главным образом в кислых изверженных и осадочных породах, содержание лития в них составляет в среднем 65 г/т [1, 2]. В главных типах осадочных пород его концентрация увеличивается от карбонатных (17,4 г/т) и песчаных (29 г/т) пород к глинам (54,7 г/т) и глинистым сланцам (65 г/т), достигая максимума в глиноземистых породах (183 г/т) [3]. Литий является типичным литофильным элементом, тесно ассоциирует с натрием, фтором, бериллием и бором. Он встречается в виде силикатов, фторидов и фосфатов, а также в виде хлоридов в растворах различного происхождения. Кларк лития в морской воде составляет $0,17 \cdot 10^{-4} \%$ (0,17 мг/л), в речных водах – $2,5 \cdot 10^{-7} \%$ (0,0025 мг/л) [2, 4]. В маломинерализованных подземных водах максимальное содержание лития изменяется от сотых до десятых долей мг/л.

Распределение лития в подмерзлотных пресных водах Якутского артезианского бассейна наиболее изучено на территории долины Туймаада, где расположен г. Якутск. На большей части этой территории подмерзлотные воды приурочены к терригенному нижнеюрскому водоносному комплексу. Комплекс сложен преимущественно песчаниками, часто с гальками и гравием, с линзами и прослоями конгломератов в нижней части, алевролитов и аргиллитов, линзочек углей

– в верхней. Химический состав подземных вод нижнеюрского водоносного комплекса хлоридно-гидрокарбонатный натриевый, минерализация изменяется от 0,7 до 1,9 г/л, содержание лития в них составляет от 0,15 до 0,55 мг/л.

В южной части района исследований с нижнеюрским водоносным комплексом гидравлически связан среднекембрийский. Водовмещающими отложениями кембрия являются известняки с прослоями зеленовато-серых и красноцветных мергелей и доломитов. В нижней части водоносного комплекса залегают известняки глинистые битуминозные, иногда кремнистые, и доломиты с прослоями мергелей и аргиллитов. Подземные воды в отложениях среднего кембрия по химическому составу в основном гидрокарбонатно-сульфатные, реже хлоридно-гидрокарбонатные, натриевые с минерализацией 1,1-2,6 г/л, содержание лития в них составляет 0,16-0,34 мг/л. В скважинах, эксплуатирующих совместно нижнеюрский и среднекембрийский водоносные комплексы, состав воды сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатный или хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатный натриевый. Содержание лития в воде изменяется в широких пределах от 0,12 до 0,85 мг/л.

В северной части города среднеюрские отложения вскрыты скважиной в районе с. Тулагино в интервале глубин 380-500 м. Водовмещающие породы представлены песчаником с прослоями алевролитов. По химическому составу подземные воды гидрокарбонатные натриевые с минерализацией 1,5 г/л, концентрация лития в них достигает 0,27 мг/л.

Верхнеюрские отложения вскрыты скважиной вс. Капитоновка с глубины 380 м. Водовмещающие породы представлены мелкозернистым песчаником. По химическому составу подземные воды гидрокарбонатные натриевые с минерализацией 1,3 г/л, концентрация лития в них составляет 0,15-0,3 мг/л.

Главными минералами-носителями лития в различных горных породах являются слюды, которые в процессах гипергенного изменения переходят в глинистые минералы, в результате чего литий получает возможность входить в структуру новообразованных минералов[5]. В минералах глини он присутствует главным образом в виде изоморфной примеси, некоторая его часть адсорбируется на поверхности глинистых частиц и получает возможность мигрировать в подземные воды в виде катиона Li^+ . Таким образом, источниками лития в подмерзлотных водах могут служить слюды и глины, причем выщелачивание лития из них усиливается при наличии в воде повышенных содержаний хлоридов. Подземные воды такого состава вскрыты скважинами, эксплуатирующими совместный нижнеюрский-

среднекембрийский водоносный комплекс. Четкой корреляции между концентрацией лития и минерализацией воды, а также отдельными макроэлементами не выявлено.

Таблица 1

Содержание лития в подмерзлотных водах на территории г. Якутска

Водовмещающие породы		Минерализация (сред), г/л	Содержание лития, мг/л			Кол-во скважин
Возраст	Литологический состав		Мин.	Макс.	Сред.	
Є ₂	известняки, доломиты, мергели	1,45	0,16	0,34	0,23	7
J ₁ +Є ₂	песчаники, алевролиты, известняк, доломит, глинистые сланцы, конгломераты	1,33	0,12	0,85	0,37	22
J ₁	пески, песчаники, алевролиты	1,22	0,15	0,55	0,29	36
J ₂	песчаники, алевролиты	1,5	0,16	0,27	0,21	1
J ₃	песчаники	1,3	0,15	0,30	0,22	1

Несмотря на то, что доля лития в подмерзлотных водах Якутского артезианского бассейна незначительна, его содержание в десятки раз превышает предельно допустимые концентрации, установленные для хозяйственно-питьевых вод. Для использования рассматриваемых подземных вод в хозяйственно-питьевых целях требуется предварительная водоподготовка. Так, для очистки подмерзлотных вод от повышенных концентрации лития может быть использован метод ионного обмена[6]. Сущность ионного обмена заключается в способности специальных материалов (ионитов) поглощать из раствора положительные или отрицательные ионы в обмен на эквивалентное количество других ионов, содержащихся в ионите и имеющих заряд того же знака. Результаты экспериментальных исследований, проведенных в лаборатории подземных вод и геохимии криолитозоны ИМЗ СО РАН, показывают

высокую эффективность (до 97%) этого метода по отношению к ионам лития[7].

Литература:

1. Виноградов, А.П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. / А. П. Виноградов. – 2-е изд., доп. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 240 с.
2. Остроушко, Ю.И. Литий, его химия и технология / Ю.И. Остроушко, П.И. Бучихин, В.В. Алексеева, Т.Ф. Набойщикова, Г.А. Ковда, С.А. Шелкова, Р.Н. Алексеева, М.А. Маковецкая. М.: Атомиздат, 1960. 200 с.
3. Солодов, Н.А. Геохимия лития, рубидия и цезия /Н.А. Солодов, Д.С. Балашов, А.А. Кремененкий. М.: Недра, 1980. 233 с.
4. Чертко, Н.К. Геохимия и экология химических элементов: Справочное пособие / Н.К. Чертко, Э.Н. Чертко. Минск: Издательский центр БГУ, 2008. 140 с.
5. Гавриленко, В.В. Основы геохимии редких литофильных металлов / В.В. Гавриленко, В.В. Сахоненок. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1986. 172 с.
6. Федорова, С.В. Крыжановский А.Н. Удаление лития из подземных вод ионообменным методом// Водоснабжение и санитарная техника. 2017. №2. С. 47–52.
7. Пат. 2656311. Российская Федерация. Способ очистки воды хозяйственно-питьевого назначения от соединений лития / С.В. Федорова; заявитель и патентообладатель Учреждение РАН – Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН (RU); опубл. 04.06.2018.

АНАЛИЗ МЕРЗЛОТНО–ГРУНТОВЫХ УСЛОВИЙ НА ОБЪЕКТЕ "РЕСПУБЛИКАНСКАЯ ПРОКУРАТУРА"

Чжан Т.Р., Яковлева А.Р.

*Северо–Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова,
г. Якутск, tashachzhan@yandex.ru, yoshikoluw@mail.ru*

Здание Прокуратуры РС (Я), расположенное в центральной части города Якутска, в квартале 64 между ул. Кулаковского и проспектом Ленина, состоит из двух корпусов, непосредственно примыкающих друг к другу. Четырехэтажное старое здание застройки 70–х годов. В связи с отсутствием достоверной информации по конструкции фундаментов и глубине их заложения, предполагается, что фундаментом здания служат восьмиметровые железобетонные сваи глубиной заложения 6,8 м. Проветриваемое подполье под зданием при строительстве предусматривалось от 0,5 до 1,2 м. Шестиэтажное новое здание (2004 г. постройки) непосредственно примыкает к старому зданию. Тип

фундамента свайный, с глубиной заложения 10 м, с проветриваемым подпольем от 0,2 до 1,8 м.

На основании выполненных изыскательских работ было выявлено следующее. В геологическом отношении до исследованной глубины 10,0 м площадка сложена аллювиальными верхнечетвертичными отложениями, представленными глинистыми и песчаными, а также современными насыпными грунтами. Насыпной техногенный слой вскрытой мощностью 1,7 м представлен песком средней крупности с включениями строительного, бытового мусора, угля и шлака. Ниже насыпного грунта залегает культурный слой, представленный засоленной ($D_{\text{sal}} = 0,148 \%$) супесью черного цвета с низким содержанием органических веществ ($I_{\text{om}} = 0,190$ д.е.). Глинистые засоленные ($D_{\text{sal}} = 0,383...0,518 \%$) грунты составляют верхнюю часть исследованного разреза (от 2,1 до 4,1 м) и представлены супесями серого и желто-серого цвета с примесью органических веществ ($I_{\text{om}} = 0,04...0,05$ д.е.). Песчаные грунты на площадке залегают в нижней части исследованного разреза. Пески классифицируются как минеральные ($I_{\text{om}} = 0,01$ д.е.) и засоленные ($D_{\text{sal}} = 1,100...1,311 \%$) разности.

Площадка строительства расположена в зоне сплошного распространения многолетнемёрзлых пород мощностью более 200 м. В период бурения скважин (июнь 2018 года) грунты площадки находились в талом состоянии до глубины 1,2 м, ниже – в мёрзлом состоянии до исследованной глубины (10 м). При оттаивании грунты классифицируются как водонасыщенные разности ($S_r = 0,57...0,91$ д.е.). По степени пучинистости супеси, залегающие под насыпным слоем (в инт. гл. 1,7–2,1 м), классифицируются как чрезмерно пучинистые. Криогенная текстура мёрзлых супесей тонкослоистая, песков –массивная. Температурный режим грунтов основания характеризуется низкими отрицательными значениями температур. Температура на глубине нулевых годовых амплитуд (10,0 м) составляет минус 3,6 °С.

На основании анализа архивных материалов по изучаемой территории [2,3] было выявлено, что основные физико–механические свойства исследованных грунтов с глубины 3 до 10 не изменились. Изменения обнаружены в верхней части разреза (до 2 м). Это возможно связано заменой насыпного грунта или диспергацией грунтов в деятельном слое (нормативная глубина оттаивания равна 2,4 м). На глубине 4 м и ниже наблюдается резкое увеличение степени засоленности (примерно в 1,5 раза). Причина столь резкого увеличения засоленности пока не выявлена.

Закключение.

1. Основание до исследованной глубины (10 м) сложено

аллювиальными верхнечетвертичными отложениями, представленными глинистыми и песчаными разностями, а также современными насыпными грунтами.

2. Грунты водонасыщенные, чрезмерно–пучинистые, засоленные, с примесью органических веществ.

3. Площадка характеризуется распространением низких отрицательных температур.

4. Необходимо провести дополнительные исследования, связанные с засоленностью грунтов.

Литература:

1. Инженерная геология СССР. В 8–ми томах. Т. 3. Восточная Сибирь, М., Изд. МГУ, 1977, 657 с.

2. «Оценка мерзлотно–грунтовых условий грунтов под зданием прокуратуры г. Якутска, 63 квартал», ЯкутТИСИЗ, 1997 г.

3. «Оценка технического состояния фундаментов и несущей способности свай нулевого цикла по ул. Кулаковского, 24», ЯкутТИСИЗ, 1995 г.

4. «ТО по результатам инженерно–геологических изысканий на объекте «Здание прокуратуры РС(Я) по адресу г. Якутск, пр. Ленина, 48», АО «ЯкутПНИИС», 2018 г.

5. Хрусталева Л. Н. Основы геотехники в криолитозоне: Учебник / Л. Н. Хрусталева. М.: Изд.-во МГУ, 2005. 542 с.

МЕРЗЛОТНО–ГРУНТОВЫЕ УСЛОВИЯ УЧАСТКА РЕКОНСТРУКЦИИ АВТОМОБИЛЬНОЙ ДОРОГИ ЧУРАПЧА – АРЫЛАХ

Чжан Т.Р. Иванова Н.А

*1 – Северо–Восточный федеральный университет, г Якутск,
tashachzhan@yandex.ru, nona199601@gmail.com*

При эксплуатации автомобильных дорог, построенных в криолитозоне за последние десятилетия, проявляются многочисленные деформации земляного полотна, связанные с деградацией мерзлоты. Это обуславливает необходимость постоянного исправления дороги, вызывает ограничения скоростей движения, значительно увеличивает эксплуатационные расходы. Главная причина деформаций – отепляющее влияние земляного полотна на мерзлые грунты основания, которые при оттаивании теряют

свою несущую способность. Эти особенности не всегда в достаточной мере учитываются при проектировании и строительстве на мерзлых грунтах, что приводит к ошибочным решениям, влекущим за собой серьезные экономические потери.

Реконструируемая полоса дороги расположена в центральной части Чурапчинского улуса РС (Я) и является частью автомобильной дорог Чурапча–Арылах. Длина трассы составляет 15200 м. Общее направление трассы на север. В сферу взаимодействия проектируемого сооружения с геологической средой попадают озерно-аллювиальные нижнечетвертичные отложения, представленные толщей суглинков, перекрытыми почвенно-растительным слоем. В грунтах присутствует лед в виде прослоек льда, слагающий слоистую криогенную текстуру. По всей исследуемой трассе суммарная льдистость грунтов в слое сезонного оттаивания изменяется в пределах 0,26–0,47 долей единицы.

Инженерно-геологические условия участка проектируемой дороги осложнены распространением подземных льдов повторно-жильного происхождения. Мощность подземных льдов 1,7–4,9 м.

Температурный режим грунтов основания характеризуется распространением низких значений отрицательных температур, составляющих на глубине 10 м -1,5...-2,1 °С.

На самой исследуемой участке были отмечены проявления термокарста и термокарстовых образований. В результате рекогносцировки было выявлено, что в современную геологическую эпоху термокарст активно не развивается, а многочисленные его формы являются наследием потепления в более ранний период. В настоящее время изменения геокриологических условий вызывает антропогенное воздействие, а именно, разрушение почвенно-растительного покрова, вызванное неупорядоченным движением транспорта, перевыпас, вырубка деревьев, слив отходов и другие процессы, приводящие к нарушению растительного покрова, что обуславливает протаивание мерзлых грунтов, развитие эрозионных процессов, развитие процессов просадки грунта, разрушение почвенного покрова. Потенциальная площадная пораженность территории составляет более 50 %. Данные процессы наблюдаются в районе ПК 9–15, ПК 78–79+20, ПК 91+50–93, ПК 102–113, ПК 124–129+50, ПК 136+50–138.

Морозобойное растрескивание наблюдается в 30–50 м от дороги, практически повсеместно. Потенциальная площадная пораженность составляет более 50%. В результате крупнополигонального многолетнего морозобойного растрескивания формируются полигоны с поперечником 10-20 м, а в морозобойных трещинах формируется повторно-жильный лед

шириной по верху не более 10 см и мощностью до 3–5 м. Морозобойное растрескивание развивается главным образом на суглинистых грунтах.

На прилегающей территории вблизи озера наблюдаются небольшие сезонные и многолетние бугры пучения. Они формируются на локальных участках, благоприятных для развития процесса пучения, на участках надпойменных террас, сложенных с поверхности заторфованными глинистыми грунтами. Потенциальная площадная пораженность составляет более 75%.

Типичный элемент ландшафта – булгунняхи приурочены к заболоченным поверхностям или к термокарстовым и эрозионно-термокарстовым котловинам. Байджерахи встречаются на участке ПК3+60 – ПК5+30, ПК12 – ПК13+20, ПК52+75 – ПК54+10, ПК60+75 – ПК61. Потенциальная площадная пораженность составляет не более 10%.

Процессы подтопления – заболачивания территории наблюдаются в северной части, в районе проектируемого канализационного сборника. В основном подтопление происходит весной во время таяния снега, потенциальная площадная пораженность составляет более 50%.

На участке ПК22–28 между дорогой и озером наблюдается овражная и плоскостная эрозия.

Таким образом, в пределах изучаемой трассы были выделены следующие зоны: зона распространения льдистых грунтов; зона распространения сильно льдистых грунтов; зона распространения повторно-жильных льдов; зона подтопления временными ручьями; участок развития термокарста.

Закключение. Наиболее распространенные деформации земляного полотна в условиях криолитозоны – осадки насыпей на основаниях, сложенных льдистыми грунтами, которые при оттаивании имеют II–III категории просадочности. Принимая во внимание, что изученный литологический разрез представлен льдистыми суглинками, то особую важность приобретают вопросы возможного развития процессов термоэрозии и термокарста. Изменение естественных условий влечет за собой изменение температурного режима с ухудшением прочностных свойств грунтов и увеличением мощности оттаивания грунтов, усилением пучинистых свойств. Наличие льдистых грунтов может активировать термокарстовый процесс, который приводит к образованию термокарстовых западин. Во избежание этих негативных процессов необходимо сохранить грунты основания в мерзлом состоянии. Насыпь необходимо проектировать преимущественно из непучинистых грунтов.

Принимая во внимание сложные инженерно–геокриологические

условия проектируемой трассы, очень важно определять деформационные свойства грунтов при оттаивании для расчета максимальной осадки и принятия необходимых технических решений в целях безаварийной эксплуатации автомобильной дороги.

При соблюдении вышеуказанных условий, инженерной подготовки проектируемой площадки, сроков строительства, правильной эксплуатации проектируемого сооружения значительных изменений инженерно-геологических условий можно избежать. Об этом свидетельствует опыт строительства на сопредельных площадках. При проекте организации рельефа следует предусмотреть мероприятия по отводу воды с участка, поскольку эти воды совместно с солнечной радиацией и атмосферными осадками определяют направление и характер изменений инженерно-геокриологических условий реконструируемой трассы.

Литература:

1. ВСН 84-89 «Изыскания, проектирование и строительство автомобильных дорог в районах распространения вечной мерзлоты».
2. Инженерная геология СССР. В 8-ми томах. Т. 3. Восточная Сибирь, М., Изд. МГУ, 1977, 657 с.
3. Реконструкция автомобильной дороги Чурапча-Арылах на учестке 21-36 км), ООО «Якутпроект–Изыскатель», 2017.
4. СП 25.13330.2012 «Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах».
5. Хрусталеv Л.Н. Основы геотехники в криолитозоне: Учебник / Л.Н. Хрусталеv – М.: Изд. МГУ, 2005. 542 с.

РЕЖИМ И ПАРАМЕТРЫ САМОИЗЛИВА ПРИРОДНЫХ РАССОЛОВ ТОЛБАЧАНСКОЙ СВИТЫ ПО СЕТИ ОПЫТНЫХ СКВАЖИН ГОР. -790 РУДНИКА ИНТЕРНАЦИОНАЛЬНЫЙ В 2018 ГОДУ

Янников А.М.

Айхальский ГОК АК «АЛРОСА» (ПАО), г. Мирный, yannikov90@mail.ru

В 2018 году были продолжены, начатые в 2014 году, натурные наблюдения по сети опытных скважин, пробуренных в подземных горных выработках рудника «Интернациональный». Излив пластовых вод в течении 2018 года отмечался на следующих скважинах №№ 3Д, 4Д, 7Д, 10Д, 13Д и 14Д. Суммарный объём излившихся вод составил 3731,8м³.

Характер и параметры самоизлива природных насыщенных рассолов толбачанской свиты был описан в работах авторов [7, 8, 4].

Проведём раздельную комплексную оценку наблюдаемого самоизлива, по указанным скважинам. Все опытные скважины являются совершенными по качеству вскрытия описанных коллекторов, поэтому произведённые исследования и выявленные закономерности будут в целом правомочны для изучаемого объекта (коллектора [3] толбачанской свиты [1, 6, 5, 2]).

По скважине №3Д за указанный период наблюдений (2018 год) отмечалось 2 периода самоизлива. Первый период 24.01.-25.02.2018 – продолжительностью 32 дня; второй – 07.11.-10.11.2018. Суммарная продолжительность излива пластовых рассолов составила 35 дней. Суммарный объём самоизлившихся рассолов в течение 2018 года составил 70,56 м³. $Q_{\min} = 0,02$ м³/час; $Q_{\text{среднее}} = 0,08$ м³/час; $Q_{\max} = 0,15$ м³/час. Суммарная продолжительность «сухих» периодов по данной скважине – 330 дней.

По скважине №4Д самоизлив вод за указанный период наблюдений (2018 год) не прекращался. Суммарный объём самоизлившихся рассолов в течение 2018 года составил 262,8 м³. $Q_{\min} = 0,02$ м³/час; $Q_{\text{среднее}} = 0,03$ м³/час; $Q_{\max} = 0,07$ м³/час.

По скважине №7Д за указанный период наблюдений (2018 год) отмечалось 6 периодов самоизлива. Первый период 17.01.-03.04.2018 – продолжительностью 76 дней; второй – 19.04.-22.04.2018; третий – 17.05.-27.05.2018; четвертый – 06.06.-10.06.2018; пятый – 02.07.-07.07.2018; шестой – 23.07.-22.09.2018. Суммарная продолжительность излива пластовых рассолов составила 162 дня. Суммарный объём самоизлившихся рассолов в течение 2018 года составил 972,24 м³. $Q_{\min}=0,1$ м³/час; $Q_{\text{среднее}}=0,08$ м³/час; $Q_{\max}=0,5$ м³/час. Суммарная продолжительность «сухих» периодов по данной скважине – 203 дня.

По скважине №10Д за указанный период наблюдений (2018 год) отмечалось 2 периода самоизлива. Первый период 01.01.-08.08.2018 – продолжительностью 220 дней; второй – 19.10.-22.10.2018. Суммарная продолжительность излива пластовых рассолов составила 225 дней. Суммарный объём самоизлившихся рассолов в течение 2018 года составил 319,2 м³. $Q_{\min}=0,01$ м³/час; $Q_{\text{среднее}}=0,06$ м³/час; $Q_{\max}=0,2$ м³/час. Суммарная продолжительность «сухих» периодов по данной скважине – 140 дней.

По скважине №13Д за указанный период наблюдений (2018 год) отмечалось 2 периода самоизлива. Первый период 17.01.-12.02.2018 – продолжительностью 26 дней; второй – 09.07.-31.12.2018. Суммарная продолжительность излива пластовых рассолов составила 201 день. Суммарный объём самоизлившихся рассолов в течение 2018 года составил 351,84 м³. $Q_{\min}=0,02$ м³/час; $Q_{\text{среднее}}=0,07$ м³/час; $Q_{\max}=0,2$ м³/час.

Суммарная продолжительность «сухих» периодов по данной скважине – 164 дня.

По скважине №14Д за указанный период наблюдений (2018 год) отмечался один период самоизлива 01.08.-10.10.2018 – продолжительностью 71 день. Объём самоизлившихся рассолов в течение 2018 года составил 1755,12 м³. $Q_{\min}=0,3$ м³/час; $Q_{\text{среднее}}=1,03$ м³/час; $Q_{\max}=1,5$ м³/час. Суммарная продолжительность «сухих» периодов по данной скважине – 82 дня.

Анализ изменения дебитов (расходов) по сети опытных скважин в целом согласуется с структурными, тектоническими и литолого-фациальными особенностями коллекторов толбачанской свиты. При подробном рассмотрении, определяется некоторая корреляционная связь с зоной основного рудоконтролирующего разлома, и зонами опережающих разломов. Эти зоны сопряжены с повышенной трещиноватостью, и как следствие с увеличенной «свободной ёмкостью» пластов [7, 4].

Литература:

1. Бобров А.К. К стратиграфии кембрия нижнего течения р. Олекмы. Тр. ЯФСОАН СССР. Серия геол. об.4. 1959 г.
2. Гиниятулин И.М., Блажкун Д.В., Ивашина Е.И., Коробков Г.В. Материалы к легенде Ботубинской серии листов геологических карт.
3. Гидрогеология СССР. Том XX. Якутская АССР. М. Недра, 1970 г.
4. Иост Н.А., Янников А.М. Гидрогеологическая характеристика отложений толбачанской свиты в околотрубочном пространстве месторождения трубка «Интернациональная». Сборник докладов VIII-й Всероссийской научно-практической конференции студентов, аспирантов и молодых учёных "Молодежь и научно-технический прогресс в современном мире". С 201-205. Мирный. 2017.
5. Колганов В.Ф., Акишев А.Н., Дроздов А.В. Горно-геологические особенности коренных месторождений алмазов Якутии. Мирный. 2013 г.
6. Решение всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири. Иркутск. 1979 г.
7. Янников А.М. Интенсивность и продолжительность самоизлива пластовых вод из малодебитных коллекторов толбачанской свиты. Вестник ВГУ серия геология. Воронеж. 2018. №1. С. 139–141.
8. Янников А.М., Янникова Ю.Ю. Режим и интенсивность самоизлива насыщенных природных рассолов толбачанской свиты. Сборник докладов XI Международной научно-практической конференции студентов, аспирантов и молодых ученых "Геология в развивающемся мире". Пермь. 2018. С. 284–287.

ТЕХНИКА И ТЕХНОЛОГИЯ РАЗВЕДКИ И ДОБЫЧИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

ЗАДАЧИ ОПРОБОВАНИЯ И ПУТИ ПОВЫШЕНИЯ ЭФФЕКТИВНОСТИ ИХ РЕШЕНИЯ

Батугина Н.С., Ткач С.М., Хоютанов Е.А.,

Андреев Ю.П.

*Институт горного дела Севера им. Н. В. Черского СО РАН, г. Якутск,
batuginan@mail.ru*

Современная практика проведения опробовательских работ при разведке верхних (приповерхностных) горизонтов коренных месторождений драгоценных камней и металлов базируется на комплексировании крупнообъемного опробования кимберлитов из поверхностных (траншей, канав, шурфов) и подземных (шахт, уклонов, штолен и др.) горных выработок и керна колонковых скважин, которое успешно решает основные геологические задачи: а) установление средних содержаний полезного компонента; б) контроль результатов опробования; в) наработка партии драгоценных камней (металлов) для оценки качества и определения стоимости минерального сырья; г) исследование технологических свойств горных пород.

Уточненные стратегические направления и цели проведения разведки коренных месторождений алмазов, а также важнейшие особенности геологического строения и характер алмазоносности кимберлитовых трубок, позволяют сформулировать следующие основные задачи опробовательских работ [1]:

- установление содержаний алмазов по подсчетному блоку, «рудному столбу» и месторождению в целом;
- разграничение по результатам опробования участков рудного тела с различными содержаниями алмазов;
- установление границ между отдельными участками месторождения на основании различного уровня их алмазоносности;
- изучение мегаструктуры месторождения по особенностям и уровню концентраций полезного компонента;
- изучение гранулометрического состава алмазов;
- оценка качества и стоимости минерального сырья;

– исследование технологических свойств вскрываемых разновидностей кимберлитов.

Само собой разумеется, что оптимальная методика опробования должна обеспечить эффективное решение перечисленных задач на всех разведываемых горизонтах рудного тела. При этом следует иметь в виду, что разработка такой методики должна осуществляться с учетом следующих условий:

а) глубокие горизонты кимберлитовых трубок могут вскрываться исключительно колонковыми скважинами;

б) количество колонковых скважин при изучении глубоких горизонтов трубок не может быть значительным и лимитируется как требованиями к детальности работ на той или иной стадии, так и соображениями экономического характера;

в) диаметры бурения скважин на глубоких горизонтах трубок определяются техническими возможностями применяемого оборудования и на сегодняшний день не могут быть существенно увеличены.

Для оценки результатов опробования в части решения тех или иных задач было введено понятие «эффективности пробы» и «эффективности опробования» [1]. При этом под эффективностью понимается обеспечение достижения цели исследований с минимальной потерей геологической информации (или обеспечение решения поставленной задачи с минимальной погрешностью). Следует иметь в виду, что понятие эффективности позволяет получить только качественную характеристику результатов опробования.

В большинстве сопоставляемых выборок кимберлитовые трубки, несмотря на достаточно локальный характер объектов сравнения, занимают (или вообще не устанавливают в кимберлитах) содержания алмазов наиболее крупных гранулометрических разрядов ($-16,0 + 8,0$ мм и $-8,0 + 4,0$ мм), что объясняется как недостаточной репрезентативностью выборок проб алмазов малой массы, так и существенно выраженной асимметрией распределения кристаллов алмазов по массе [1-3]. Кимберлитовые трубки, содержащие промышленные концентрации алмазов, а также слагающие их разновидности кимберлитов (рудные столбы) могут быть эффективно опробованы как крупнообъемными пробами, так и пробами существенно меньшей массы (бороздовыми или кимберлитовыми) при их достаточно большом количестве.

Таким образом, исследование эффективности решения задач опробования показало, что большинство из них (в том числе и задача

проведения технологических исследований) на сегодняшний день могут быть удовлетворительно решены применением опробования керна.

Литература:

1. Батугин С.А., Черный Е.Д. Теоретические основы опробования и оценки запасов месторождений. Новосибирск: Наука. Сиб. предприятие РАН, 1998. 344 с.
2. Snetkov, V.I., Talgamer, B.L., Solovyov, A.A., Olzoev, B.N. Problems of geometrization, delineation and reserve estimate of gold fields // Volume 194, Issue 8, 15 November 2018, International Conference on Innovations and Prospects of Development of Mining Machinery and Electrical Engineering, IPDME 2018; Saint-Petersburg Mining University Saint-Petersburg; Russian Federation; 12 April 2018 до 13 April 2018.
3. Talebi, H., Mueller, U., Tolosana-Delgado, R. Joint simulation of compositional and categorical data via direct sampling technique – Application to improve mineral resource confidence(Article) // Computers and Geosciences. Volume 122, January 2019, Pages 87–102.

ГЕОТЕХНОЛОГИЧЕСКАЯ ПОДГОТОВКА РОССЫПНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПРИ ДРАЖНОМ СПОСОБЕ ОТРАБОТКИ

Бураков А.М

*Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН, г. Якутск,
igds@ysn.ru*

Геотехнологическая подготовка месторождений известна [5], как одно из перспективных направлений, позволяющих значительно повысить эффективность освоения золотосодержащих россыпей. Под этим термином понимается целенаправленное вещественное или структурное преобразование залежей полезных ископаемых и массивов вмещающих пород с целью повышения доступности минеральных ресурсов для современных горных технологий. Для россыпных месторождений, их целенаправленное преобразование с целью формирования техногенной залежи с заданными параметрами, обеспечивающими эффективную и безопасную разработку дражным способом, может быть реализовано на основе известных и широко используемых горных технологий [4]. По результатам выполненных исследований [1], обоснована целесообразность применения данной технологии при освоении остаточных и неактивных запасов, в том числе террасовых россыпей [2].

В работе [3], на примере золотоносной россыпи р. Хомолхо, предложена технология, имеющая целью преобразование россыпного месторождения путем формирования пласта из золотосодержащих песков периферийных россыпей в пространстве базовой россыпи, то есть создание объединенной, более крупной по масштабам и более ценной залежи полезного ископаемого. Технология ориентирована на более полное использование ресурсного потенциала месторождения с одновременным улучшением условий добычных работ драги. Данный подход может быть представлен в виде последовательности:

- предварительная подготовка пространства базовой россыпи с производством вскрышных работ для размещения вовлекаемых песков;
- удаление торфов в отвалы на намеченных к освоению площадях периферийных россыпей;
- отделение продуктивных отложений от массива периферийных россыпей, приуроченных к бортам полигона;
- перемещение вовлекаемых золотосодержащих песков на полигон;
- укладка полезного ископаемого в искусственно создаваемый пласт с заданными параметрами на специально подготовленную поверхность в границах базовой россыпи.

Совокупность этих процессов в итоге обеспечивает формирование техногенной залежи, которая в дальнейшем подлежит драгированию.

В качестве технических средств для реализации перечисленного комплекса работ, возможно применение широко распространенных видов оборудования – тяжелых бульдозеров, шагающих экскаваторов.

Применение геотехнологической подготовки россыпей может быть целесообразным не только в случаях, рассмотренных в [1-4], но и на крупных месторождениях со сложной геометрией залегания продуктивного пласта, осложняющей дражную разработку песков. Как известно, на полноту отработки песков и качество извлечения золота влияет ряд факторов, таких, как потери в межходовых целиках внутри выемочного участка, потери в межходовых целиках и первичное разубоживание вследствие зачистки пород плотика, потери в угловых целиках при подходе драги по нормали к борту и развороте, вторичное разубоживание от перекрытия смежных ходов при переработке дражных отвалов, вторичное разубоживание породами вскрыши при выемке межходовых и угловых целиков и др. Представляется вероятным, что уменьшение количества операций маневрирования драги, в числе вышеперечисленных, будет способствовать повышению эффективности дражных работ.

Россыпное месторождение золота долины реки Большой Кураных Центрально-Алданского золотоносного района Якутии, в настоящее время отрабатывается исключительно дражным способом, 250- и 380-л драгами, с проведением вскрышных и перевалочных работ шагающими экскаваторами. Россыпь принадлежит к числу наиболее крупных, образованных мелким и тонким золотом, характеризуется сравнительно невысокими содержаниями золота, большой глубиной залегания, высоким содержанием глин, обуславливающим плохую промывистость песков.

Структура запасов по технологическим участкам приведена в табл. 1. Основная доля балансовых запасов приходится на участок №1, попутно отрабатываемых запасов – на участок №3, и забалансовых запасов – на участок №2.

Таблица 1

Структура запасов по технологическим участкам

Общие балансовые					
Год	Всего	№4	№3	№2	№1
1988	100%	61,2	22,1	14,3	2,4
2001	100%	58,6	22,8	14,8	2,1
2004	100%	60,2	23,5	14,2	2,1
2013	100%	61,2	24,3	12,2	2,3
2015	100%	61,2	24,2	12,3	2,3
Балансовые попутно отрабатываемые					
2015	100%	7,64	81,4	1,29	9,67
Забалансовые					
2015	100%	32,33	10,53	49,75	7,39

Результаты анализа геолого-маркшейдерской информационной базы показали, что для россыпи характерна высокая изменчивость основных параметров продуктивной толщи (мощность песков, содержание золота и размеры зон концентрации металла) по геологическим разрезам, участкам и блокам между разведочными линиями месторождения. Более половины количества запасов (63%) заключено не более чем в 20% общего объема песков. Несмотря на наличие значимых статистических различий содержаний металла в песках между участками, блоками, внутри разведочных линий, до настоящего времени данный важный момент при ведении горных работ учитывается не в полной мере. Это приводит к постоянным колебаниями среднего суточного, декадного, месячного и сезонного содержания. Одним из способов решения поставленного вопроса является планирование горных работ в режиме стабилизации качества добываемых песков путем геотехнологической подготовки месторождения.

Учет закономерностей распределения полезного компонента и регулирование выходного содержания металла в соответствии с установленными закономерностями распределения запасов необходимо осуществлять на последовательных масштабных уровнях:

- структура общих запасов месторождения в целом и ее изменение за период эксплуатации;
- качественные характеристики запасов в технологических участках №№1, 2, 3, 4 россыпи по отношению к общим запасам месторождения;
- зоны кондиционного и некондиционного содержания металла в границах каждого отдельного технологического участка;
- балансовые, попутно отрабатываемые и забалансовые блоки в границах двух или нескольких разведочных линий;
- кондиционные и некондиционные участки в границах отдельно взятых блоков.

Литература:

1. Дорохов И.М., Ершов В.А. Опыт вовлечения террасовых россыпей в попутную разработку дражным способом // Горный журнал. 2006. № 10. С. 45-47.
2. Ершов В.А., Тальгамер Б.Л. Оценка эффективности недропользования при вовлечении террасовых россыпей в попутную разработку дражным способом // Вестник ИрГТУ. 2009 № 1. С. 51–56.
3. Ершов В.А. Целенаправленное преобразование россыпных месторождений при дражной разработке // Горная промышленность. 2010. № 5. С. 70–72.
4. Михайлов А.Г. Аллювиальная подготовка россыпных месторождений перед разработкой // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2009. № 3. С. 214–217.
5. Пешков А.А., Братин В.И., Михайлов А.Т., Манко Н.А. Геотехнологическая подготовка месторождений полезных ископаемых. М.: Наука, 2007. 286 с.

СПОСОБ МНОГОКРАТНОГО УДАРНОГО ДЕЙСТВИЯ В ИЗМЕЛЬЧЕНИИ

Винокуров В.Р., Матвеев А.И.

*Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН, г. Якутск,
vaviro@mail.ru*

Одной из актуальнейших современных проблем горно-промышленного комплекса являются повышение эффективности процессов рудоподготовки, разработка надежного и эффективного дробильно-измельчительного оборудования. Затраты, связанные с рудоподготовкой, составляют основные расходы на обогащение полезных ископаемых.

Большие затраты обусловлены высокими требованиями к степени измельчения, связанных с тонкой вкрапленностью полезных ископаемых, низкой эффективностью работы устройств, КПД которых составляет от 0,1 до 1 % [1,2].

Вопрос совершенствования измельчительного оборудования всегда был и остается важной задачей требующей новых решений и подходов. В настоящее время многие исследования направлены на разработку малогабаритных и высокоэффективных измельчителей, наибольшее распространение среди которых получили центробежные измельчители ударного действия. Это связано с тем, что они наименее энергозатратны, просты по конструкции и имеют небольшие габаритные размеры при относительно высокой производительности.

Большинство существующих ударных мельниц для измельчения в своих конструктивных решениях не учитывают многообразие физико-механических свойств измельчаемого сырья и реализуют ограниченные одноактные механические воздействия, недостаточные для эффективного разрушения геоматериала. Повышение эффективности измельчения невозможно без новых конструктивных решений в центробежных измельчителях, в частности без совершенствования конструкций рабочих органов.

В лаборатории обогащения полезных ископаемых ИГДС СО РАН разработан и запатентован ряд новых центробежных мельниц, основанных на принципе интенсивного разрушения кусковых горных пород многократными динамическими воздействиями с разной конструкцией рабочих органов (активаторов): со ступенчатыми рабочими органами, дисковыми и конусными [3-5].

Конструктивная особенность нового класса центробежных измельчителей заключается в реализации возможности сообщения многократных динамических воздействий по ходу перемещения частиц в рабочей зоне дезинтеграции. При этом сохранение эффекта разрушения геоматериалов по мере последовательного сокращения крупности (потери массы) достигается соответствующим увеличением скорости взаимодействия частиц с поверхностью рабочих органов.

Сравнительными лабораторными экспериментальными исследованиями по измельчению рудных геоматериалов в центробежных мельницах с разной формой активаторов и отражателей установлено, что наибольшая степень измельчения при ступенчатой форме активатора. На основе лабораторной установки со ступенчатым активатором был

изготовлен экспериментальный промышленный вариант центробежной мельницы ЦМВУ-800 (рис. 1).



Рис.1. Центробежная мельница встречного удара (ЦМВУ-800)

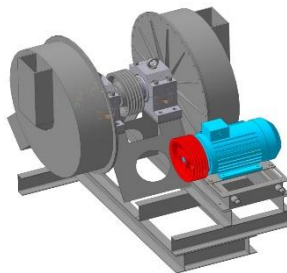


Рис.2. Центробежный вертикальный измельчитель

Эффективность измельчения в данной центробежной мельнице в целом по выходу мелких фракций сопоставима с результатами измельчения руды в шаровой мельнице, без учета циркулирующей нагрузки на шаровую мельницу, которая составляет не менее 100%. При этом энергоемкость центробежного измельчителя меньше на порядок, чем у шаровых мельниц, а по удельному весу аппарата (металлоемкости на единицу производительности) на два порядка [6–8].

При полевых испытаниях полупромышленного варианта ЦМВУ-800 так же выявили ряд следующих недостатков:

- работа измельчителя сопровождается выделением большого количества тонкодисперсной пыли. В результате измельчения, потери в массе руды в виде неулавливаемой тонкодисперсной пыли крупностью менее 20 микрон составляют до 20%.
- напрессование и накопление частиц на поверхности верхнего рабочего органа, в результате чего снижается эффективность измельчения.

Для устранения данных недостатков и усовершенствования процессов эффективного измельчения геоматериалов предлагается разработка и проектирование нового центробежного вертикального измельчителя ЦВИ (рис. 2), [9].

Особенностью данного измельчителя является возможность управления процессом измельчения в режиме многократных динамических воздействий, что достигается за счет вертикального расположения рабочих органов при создании режима воздушного затвора

(исключение выброса не до измельчённых материалов из рабочей камеры измельчителя). А симметричное расположение рабочих камер измельчителя позволяет спроектировать сбалансированную механическую схему привода.

Ступени рабочего органа имеют вогнутую овальную форму (рис.3)

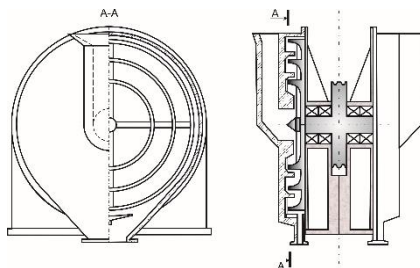


Рис.3. Конструкция центробежного вертикального измельчителя

Что позволяет сбрасывать зернистую часть измельчаемого материала на поверхность рабочего органа, где в результате полученной скорости и траектории полета частицы начинают интенсивно вращаться и окатываться вдоль поверхности. Частицы продвигаются дальше при помощи радиальных ребер, наиболее инерционная часть под действием силы тяжести будет выпадать на внутреннюю поверхность отбойного кольца.

Таким образом, траектория движения крупнозернистых частиц будет замкнута в рабочей зоне отдельно взятой ступени. Разгрузка продуктов измельчения происходит за счет потери инерции при уменьшении их физических размеров.

Размеленный материал, потеряв массу и инерцию, своевременно выносится из рабочего пространства измельчителя со ступени на ступень, через кромку ступени рабочего диска воздушным потоком, образующимся вращением рабочего органа.

В целом применение новых центробежных мельниц сухого многократного динамического воздействия позволит существенно повысить эффективность схем рудоподготовки различного минерального сырья.

Литература:

1. Вайсберг Л.А., Зарогатский Л.П., Туркин В.Я. Вибрационные дробилки. Основы расчета, проектирования и технологического применения. СПб. : ВСЕГЕИ, 2004. 306 с.

2. Андреев Е.Е., Тихонов О.Н. Дробление, измельчение и подготовка сырья к обогащению. Учебник для вузов.- СПб.:СПбГГИ, 2007 . 439 с.
3. Матвеев А.И., Винокуров В.Р., Григорьев А.Н. Центробежный измельчитель. Патент РФ №2198028 Оpubл. 10.02.03. БИ №12.
4. Матвеев А.И., Григорьев А.Н., Яковлев В.Б. Центробежный конусный измельчитель. Патент №2193447 Изобрет. Полезные модели. 2002. №33.
5. Матвеев А.И., Винокуров В.Р., Центробежный измельчитель с кольцевыми отбойными элементами. Патент РФ № 02416463 С2 Оpubл. 2011.04.20.
6. Федосеев С.М., Матвеев А.И., Винокуров В.Р. Оценка энергетической эффективности измельчителя ЦМБУ-800. Горный инф. аналит. бюлл. Выпуск 3,2005.
7. Матвеев А.И., Винокуров В.Р. Сравнительные испытания измельчения руд Сентачанского месторождения в центробежном измельчителе ЦМБУ-800 и в шаровой мельнице мокрого измельчения. Горн. Информ.-аналит. Бюллетень. 2008.- №12. С. 293–295.
8. Винокуров В.Р. Испытания центробежных измельчителей с разной формой активаторов. Горн. Информ.-аналит. Бюллетень. 2008.-отдельный выпуск 2. Якутия - 1.С.193-196.
9. Матвеев А.И., Григорьев А.Н. Патент РФ № 2322299/2006.01.

ТЕПЛОТЕХНИЧЕСКИЙ РАСЧЕТ КОЛОНКОВОГО ПОРОДОРАЗРУШАЮЩЕГО ИНСТРУМЕНТА В ЗАБОЕ

Григорьев Б.В., Скрыбин Р.М.

*Северо-восточный федеральный университет им.М.К.Аммосова, г.
Якутск, arctic-bur@mail.ru*

Определение зависимостей показателей бурения от основных параметров режима бурения расчетным путем на основе теоретического изучения механизма разрушения мерзлых грунтов при бурении представляет сложную задачу. Для глубокого и всестороннего изучения условий протекания процесса вращательного бурения предлагается использовать математический метод планирования эксперимента и обработка экспериментальных материалов с помощью современных программных комплексов.

Построение экспериментальной модели напряжений в буровом инструменте (рис. 1.) исследуются в специализированных программах с возможностями конечно-элементного анализа AutoCAD Mechanical, Autocad 3dsmax (Autodesk) и Frost 3d. (Рис1). Пакет включает в себя:

-возможность получения конструктивной и технологической документации в соответствии с ГОСТ, ISO, DIN;

-возможность постановки размеров и обозначений в трехмерных моделях (поддержка стандарта Гост 2.052 - 2006 “ЕСКД. Электронная модель изделия”).

-возможность быстрого перехода от проектирования к изготовлению коронок с использованием CAM- систем и станков с ЧПУ.

Проект Frost 3D Universal представляет собой сложную иерархическую структуру данных, в которую входит следующая информация:

-геометрия расчетной области и входящие в нее инженерно-геологические слои;

-физико-химические свойства материалов;

-начальные и граничные условия, физические константы;

-данные по расчетной сетке;

-рассчитанные тепловые, фильтрационные и др. поля и графики;

-настройки окон, панелей, способов ввода и отображения данных и т. д.

Изучение процессов тепло- и массопереноса в бурящейся скважине начнем с рассмотрения задачи о распределении температуры вдоль оси скважины во встречных потоках сжатого воздуха, т. е. задачи о температурном режиме бурящейся скважины. Эта задача крайне сложна, так как распределение температуры в стволе скважины зависит от большого числа факторов: конструкции скважины, геометрических характеристик колонн обсадных и бурильных труб, физических и теплофизических свойств промывочной среды, металла, цементного камня и окружающих горных пород; режима продувки и реологических характеристик сжатого воздуха, его расхода; распределения температуры в массиве горных пород; наличия местных источников тепла; длительности продувки и ее перерывов и т. д.

При бурении скважин в мерзлых породах или при бурении с одновременным замораживанием процесс переноса теплоты в окружающем скважину массиве сопровождается фазовым переходом содержащейся в нем влаги. [1].

Для моделирования теплообмена расчетной области с внешней средой предлагается задать на поверхности моделируемой области три вида граничных условий [3]:

а) Граничное условие первого рода. В этом случае при решении тепловой задачи пользователь на границе с внешней средой задает значение температуры:

$$T = T_{ext}(t).$$

Температура может быть задана в виде константы или зависимости от времени.

б) Граничное условие второго рода. В этом случае при решении тепловой задачи пользователь на границе с внешней средой задает значение теплового потока:

$$\mathbf{n} \cdot (\lambda \nabla T) = q_0(t).$$

в) Граничное условие третьего рода. В этом случае при решении тепловой задачи пользователь на границе с внешней средой задает постоянное значение температуры внешней среды, коэффициента теплообмена и теплового потока либо их зависимость от времени:

$$\mathbf{n} \cdot (\lambda \nabla T) = \alpha(t)(T_{ext}(t) - T) + q_0(t), \quad \text{где} \quad -$$

α коэффициент теплообмена, Вт/(м²·°C); T_{ext} – температура внешней среды, °C; T – температура грунта, °C; q – тепловой поток, Вт/м²; t – время, с.

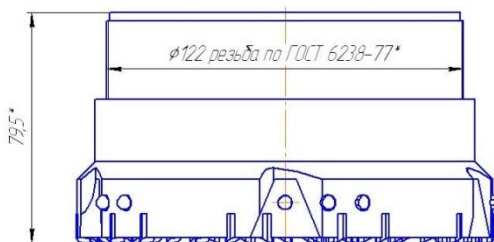


Рис 1. Исследуемый экспериментальный породоразрушающий инструмент для бурения скважин в условиях многолетней мерзлоты.

По результатам расчета возникающих напряжений в инструменте можно проанализировать распределение тепловых полей вокруг скважин для интересующих моментов времени в различных сечениях трехмерной расчетной области (рис. 2).

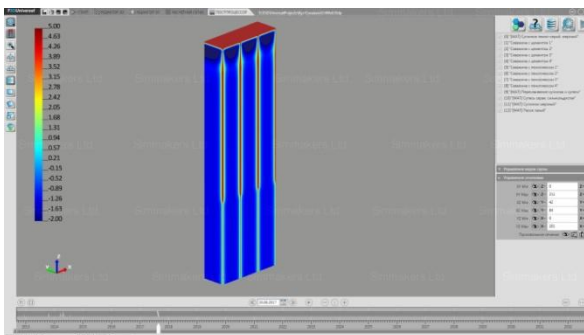


Рис. 2. 3D модель исследуемой скважины в программе Frost 3d.

Охлаждающая способность среды при оценке интенсивности изнашивания инструмента проявляется в способности отводить тепло от нагреваемого инструмента и тем самым влиять на величину коэффициента трения.

Практически во всех случаях разведочного бурения для определения коэффициента нестационарного теплообмена для конкретных условий можно пользоваться приближенной формулой [2].

$$k_{\tau} = \frac{\alpha_2}{1 + Bi^4 \sqrt{Fo}}$$

где α_2 – коэффициент теплоотдачи в кольцевом канале скважины, Вт/(м²·°C). k_{τ} – коэффициент нестационарного теплообмена в Вт/м²·ч·°C; $Bi = \alpha_2 / R \lambda_p$ – параметр Био; $Fo = \alpha_p \tau / R^2$ – параметр Фурье; λ_p – коэффициент теплопроводности, Вт/м²·ч·°C, α_p – коэффициент температуропроводности пород массива, м²/ч; τ – время (продолжительность циркуляции) в ч; R – радиус скважины в м.

Коэффициент k_{azp} в виде поправочного множителя к коэффициенту нестационарного теплообмена k_{τ} для учета влияния на теплообмен фазовых переходов влаги основан на допущении, что интенсификация теплообмена прямо пропорциональна относительному приросту переданного или воспринятого в единицу времени тепла за счет скрытой теплоты плавления.

Для определения k_{azp} в конкретных условиях можно рекомендовать приближенную расчетную формулу

$$k_{azp} = 1 + 1,4 \cdot 10^5 \frac{w_n}{[t]c_n}$$

где $[t]$ – абсолютная температура очистного агента, °C; wn – влажность породы; cn – теплоемкость породы, Дж/кг·°C;

Коэффициент теплоотдачи α в случаях бурения с продувкой воздухом может быть определен по критериальным формулам М.А.Михеева. В случае обычно наблюдаемого при бурении с продувкой сжатым воздухом движения можно пользоваться формулой

$$\alpha = 0,018 Re^{0.8} \frac{\lambda}{D_3};$$

В этих выражениях: λ – коэффициент теплопроводности очистного агента при средней температуре в скважине, Вт/(м·°C);

$$Re = v \frac{D_3}{\zeta}; \text{ - число Рейнольдса}$$

$$Pr = \frac{\zeta}{\alpha}; \text{ - число Прандтля}$$

v – средняя скорость движения жидкости по сечению канала (в случае воздуха – при среднем давлении), м/с;

ζ – кинематическая вязкость промывочной среды при средней температуре в скважине, м²/с;

α – коэффициент температуропроводности промывочной среды при средней температуре в скважине, м²/с.

Прирост температуры какой-либо промывочной среды в результате местного нагрева у забоя скважины можно определить по формуле

$$\Delta t_3 = \frac{N}{Gc}$$

где N – мощность, реализуемая на забое (в частности, мощность, развиваемая забойным двигателем), Вт; G – весовой расход промывочной среды в кг/ч, c – удельная весовая теплоемкость промывочной среды Дж/кг·°C.

В результате теоретически можно получить трехмерную модель инструмента в динамике с расчетом возникающих напряжений на забое скважины различными сверхтвердыми элементами, а также сопоставительный анализ результатов с температурным режимом в забое скважины и циркулирующего потока сжатого воздуха.

Литература:

1. Нескоромных В. В. Разрушение горных пород при проведении геологоразведочных работ: учеб. пособие / В. В. Нескоромных. Красноярск: Изд-во СФУ, 2012. – 298 с.

2. Седов В. Т. Теплообмен при бурении мерзлых пород.-Л.: Недра, 1990.-127 с.
3. Герасимов Д.С. Уравнения математических моделей для решения задач гидромеханики при бурении скважин: Методические указания по изучению курса и самостоятельной работе. - Тюмень: ТюмГНГУ, 2002. 11 с.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕПЛОВОГО РЕЖИМА ГРУНТОВЫХ ПЛОТИН ДРАЖНЫХ ПОЛИГОНОВ КРИОЛИТОЗОНЫ

Каймонов М.В.

*Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН, г. Якутск,
qtf@iqds.ysn.ru*

Многочисленные аварии гидротехнических сооружений России в области распространения многолетнемёрзлых пород на 50% связаны с динамикой инженерно-геологических условий на участках их размещения [1–3].

В настоящей работе рассмотрены вопросы компьютерного моделирования теплового режима грунтовых плотин дражных полигонов криолитозоны.

Задача может быть сформулирована следующим образом. На полигоне россыпного месторождения с установившимся тепловлажностным режимом грунтов основания возведена земляная плотина определенных геометрических размеров. Начальное распределение температуры, влажности в теле и основании плотины, а также физические и теплофизические свойства грунтов известны. В теле возведенной плотины под влиянием теплообмена с атмосферным воздухом (гребень, правый и левый откосы), с водой (постоянно или периодически покрывающаяся водой поверхность откосов и приплотинной части полигонов) и грунтами основания происходит формирование определенного температурного режима. В основании плотины естественный температурный режим грунтов изменяется в соответствии с новыми условиями теплообмена на поверхности.

Разработана методика численного расчёта температурного состояния системы дамба-основание-водохранилище при различных режимах её эксплуатации [4–6]. Проведены расчёты для дамб различного размера при периодическом заполнении и опорожнении водохранилища в процессе его эксплуатации по горно-техническим условиям отработки месторождения.

Так на (рис. 1) приведены изолинии температур в теле плотины высотой 6,5 м при следующем варианте расчёта: Плотина возведена методом послойного намораживания в декабре-феврале месяцах. Стоит «сухой» 9 месяцев, осенью один полигон затапливаем. В следующем году весной воду спускаем и осенью этот же полигон затапливаем. Так стоит несколько лет. Не сливая воду с этого полигона, осенью затапливаем полигон с другой стороны плотины, весной воду спускаем, осенью опять затапливаем. С водой с двух сторон стоит несколько лет. Потом воду спускаем с обеих сторон плотины и плотина стоит «сухой» в течение 40 лет с момента ее возведения.

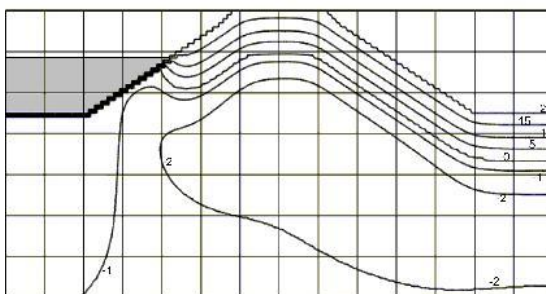


Рис. 1. Плотина 6,5 м. С левой стороны плотина затоплена в течении 5 лет. Глубина затопления 4 м. С правой стороны ведется подготовка полигона в течение одного лета. Изолинии температур даны на 1 сентября

Как показывают расчеты, установившийся периодический тепловой режим в теле и основании плотины устанавливается уже на 3-4 год после спуска воды с обоих полигонов. В теле плотины практически по всему ее основанию продолжает сохраняться область отрицательных температур. Глубина оттайки грунтов на гребне плотины менее 3 м.

На рис. 2 приведены изолинии температур в теле плотины высотой 10 м, угол откоса 34 град. при следующем варианте расчёта: Высота затопления полигона 9 м. Плотина возведена в зимнее время методом послойного намораживания. Режим эксплуатации как в предыдущем варианте.

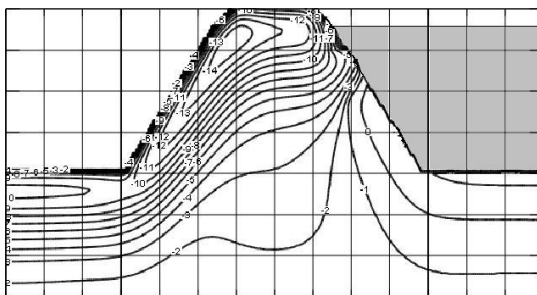


Рис. 2. Плотина 10 м. Изолинии температур в теле плотины через 1 год и 5 месяцев после ее возведения. Полигон с правой стороны затоплен в течение 1-й зимы. Глубина зимнего затопления 9 м. Изолинии температур даны на 1 мая

Как показывают расчеты, даже на третий год подготовки песков полигона методом естественной оттайки с зимним предохранением песков от промораживания затоплением на глубину 9 м, ядро плотины остается в устойчиво мерзлом состоянии.

Таким образом, анализ данных решений задач о температурном режиме грунтовых плотин высотой 6-12 м с периодически заполняемым водохранилищем показывает, что:

- в зависимости от времени возведения плотины, ее геометрических размеров, влажности и теплофизических свойств грунтов, используемых при строительстве, характер температурного поля и период промерзания плотины неодинаков;
- при возведение плотины в летнее время не рекомендуется строить плотины высотой более 6 м, так как в этом случае в теле и основании плотины не сформируется благоприятный температурный режим, который способствует статической и фильтрационной устойчивости сооружения;
- при возведение плотины в зимнее время уже в первый же год в ее теле и основании формируется отрицательный температурный режим с температурой ядра плотины не выше минус 2°C ;
- для создания надежной противofiltrационной завесы в теле плотины из мерзлого грунта в первый же год эксплуатации, целесообразно ядро плотины формировать в зимнее время (декабрь, январь, февраль месяцы) методом послойного намораживания грунтов.

Литература:

1. Биянов Г.Ф. Платины на вечной мерзлоте. М.: Энергоатомиздат, 1983. 176 с.
2. Чжан Р.В. Температурный режим и устойчивость низконапорных гидроузлов и грунтовых каналов в криолитозоне. – Якутск: Изд-во ИМЗ СО РАН, 2002. 208 с.

3. Демченко Т.В., Кривоногова Н.Ф., Кривошеков В.С., Щербаносов В.Н. Гидроузлы Чукотки: инженерно-геокриологические условия. Магадан: ЧФ СВКНИИ ДВО РАН, 2005. – 112 с.

4. Курилко А.С., Ермаков С.А., Хохолов Ю.А., Каймонов М.В., Бураков А.М. Моделирование тепловых процессов в горном массиве при открытой разработке россыпей криолитозоны. Новосибирск: Академическое изд-во “Гео”, 2011. 140 с.

5. Св-во о гос. рег. прогр. для ЭВМ № 2017662506. Численный расчёт нестационарных температурных полей в системе «Ограждающие конструкции (дамбы) – пруд-отстойник» в условиях криолитозоны. М.В. Каймонов; заявитель и правообладатель ИГДС им. Н.В. Черского СО РАН. № 2017615651; заявл. 14.06.2017; зарег. 09.11.2017.

6. Св-во о гос. рег. прогр. для ЭВМ № 2015611609. Программа прогноза теплового режима грунтовых плотин дражных полигонов криолитозоны. М.В. Каймонов; заявитель и правообладатель ИГДС им. Н.В. Черского СО РАН. № 2014662621; заявл. 08.12.2014; зарег. 02.02.2015.

РАСЧЛЕНЕНИЕ ГОРИЗОНТАЛЬНО-СЛОИСТЫХ СРЕД ГЕОРАДИОЛОКАЦИЕЙ ПРИ ИЗМЕНЕНИИ УГЛОВ ЗОНДИРОВАНИЯ

Куляндин Г.А.

*Институт горного дела Севера им. Н. В. Черского СО РАН, Якутск,
kqavrilu@yandex.ru*

При георадиолокации горизонтально слоистых сред в некоторых случаях возникают сложности по выделению геологических границ на радарограмме. Непрерывная последовательность осей синфазности, образованная переотраженными волнами внутри слоя, не позволяет достоверно выявить реальную отражающую границу. С этой ситуацией сталкиваются также при георадиолокации тонких слоев, когда отражения от верхней и нижней границы слоя находятся очень близко друг от друга на волновом поле радарограммы.

Одним из возможных способов по разрешению сигналов от тонких горизонтально-слоистых сред могут быть параметрические георадиолокационные зондирования. В данном случае предлагается к рассмотрению угловое сканирование [1]. При угловом сканировании в качестве изменяемого параметра зондирования выступает угловое положение антенного блока к исследуемой поверхности [2]. Это позволяет

подавить сигналы-помехи в процессе измерений, и тем самым повысить качество получаемых данных [3].

При лабораторных дистанционных исследованиях блочной стены профилированием и угловым сканированием с применением георадара «ОКО-2» с антенным блоком АБ-700 (центральная частота 700 МГц) получены данные георадиолокации. Угловое сканирование выполнено на специальной опорной стойке в секторе 180° , с шагом 5° .

При профилировании на радарограмме наблюдаются: горизонтальные оси синфазности, образованные зондирующим (прямым) сигналом, горизонтальные оси синфазности, образованные сигналами от наружной и внутренней поверхности стены (на 4,79 нс и 6,93 нс соответственно). В случае углового сканирования на радарограмме также наблюдаются: горизонтальные оси синфазности, образованные зондирующим (прямым) сигналом, изогнутые оси синфазности, образованные сигналами от наружной и внутренней поверхности стены (с минимальным временем задержки сигналов - 4,79 нс и 6,93 нс соответственно). Прослеженные по осям синфазности границы при угловом сканировании, отображаются на радарограмме в виде парабол с вершиной, соответствующей нормальному положению антенного блока по отношению к стене.

Полученные данные показали, что при георадиолокации в отрыве от поверхности исследуемой среды и профилирование и угловое сканирование дают одинаковые возможности выявления и визуального наблюдения на радарограмме горизонтальных границ.

В ограниченных габаритных размерах модели, а также в натурных условиях, в присутствии стационарных помех, изменение пространственного положения антенного блока будет способствовать получению качественных данных георадиолокации. И это подтверждается данными моделирования в емкости с песком. Из-за маленьких размеров емкости выполнение профилирования практически невозможно, поэтому данные георадиолокации получены методикой стационарного зондирования, а затем углового сканирования из подготовленного углубления в секторе 60° . Радарограмма углового сканирования более информативна в сравнении со стационарной и упрощает интерпретацию радарограмм при выделении горизонтальных границ раздела сред. Это достигается регистрацией отраженных сигналов от небольших отдельных объектов в виде ограниченной последовательности, а от крупных и линейных в виде регулярных отражений - протяженной оси синфазности. В то же время, при стационарном зондировании даже единичные отражения формируют протяженные оси синфазности, тем самым

затрудняют интерпретацию данных радиолокации. При этом время задержки сигналов от бортов емкости сохраняется постоянным в процессе записи радарограммы, а на при угловом сканировании оно меняется из-за изменения положения антенного блока в пространстве. В результате угловым сканированием можно выделить искривленную ось синфазности сигналов, во временном окне от 5,25 до 8 нс, соответствующую дну емкости.

Выделение на радарограмме границ горизонтально-слоистых сред в натурных условиях продемонстрировано на примере исследования границ водоносного горизонта в толще мерзлых рыхлых отложений. Георадиолокационные исследования проведены георадаром «ОКО-2» с антенным блоком АБ-250 (центральная частота 250 МГц). На участке получены данные профилирования, стационарного зондирования и углового георадиолокационного сканирования. После обработки проведено их сравнение. При интерпретации использована информация по ближайшему шурфу (шурф №9, шурфовая линия №46), расположенному на удалении 0,5 км (рис. 1).

По данным профилирования на глубине около 2-х метров выявлен водоносный горизонт в толще мерзлых песчано-гравийно-галечных отложений (рис. 1, а). Его распознавание на радарограмме выполнено в соответствии с характеристиками волнового поля – протяженная ось синфазности, образованная высокоамплитудными сигналами, отраженными от верхней границы водоносного горизонта.

По тем же характеристикам водоносный горизонт выявлен по данным стационарного зондирования, хотя радарограмма менее информативна из-за последовательности осей синфазности в широком временном диапазоне (рис. 1, б).

При угловом сканировании в результате изменения пространственного положения антенного блока, сигналы-помехи (волны дифракции от валунов, гальки и прочего обломочного материала) разошлись по времени регистрации, благодаря чему появилась возможность выделить протяженные оси синфазности сигналов, соответствующих верхней и нижней границе водоносного горизонта (рис. 1, в).

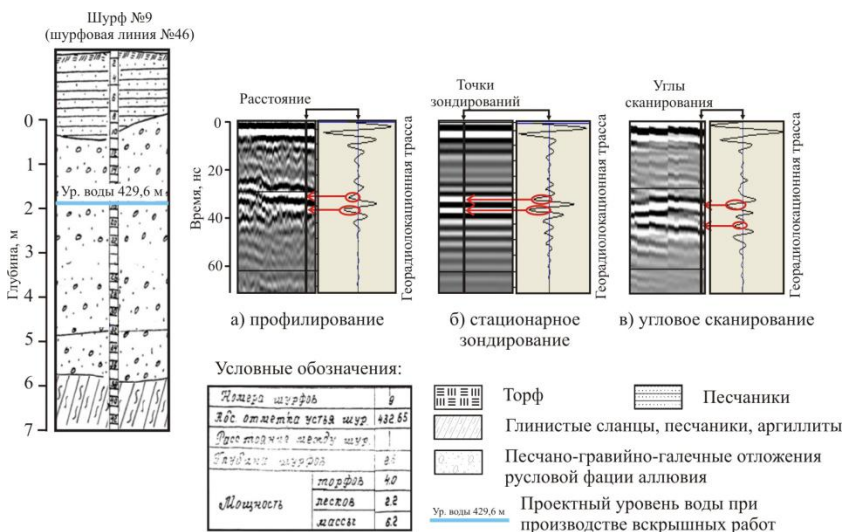


Рис.1. Результат выявления границ горизонтально-слоистых сред георадиолокацией

Таким образом, установлено, что повышение информативности и детализации данных георадиолокации при изучении горизонтально-слоистых сред достигается выполнением измерений с изменением углов зондирования. Полученные результаты послужат основой развития методики георадиолокационных измерений и обработки данных для детализации горно-геологических условий месторождений криолитозоны.

Литература:

1. Пат. 2561769 Российская Федерация, G01V 3/12. Способ георадиолокации в условиях ограниченного пространства // Г.А. Куляндин, П.А. Омеляненко ; Ин-т горн. дела Севера СО РАН; заявл. 29.04.2014; опубл. 10.09.2015 // Бюл. 2015. № 25. 5с.
2. Пат. 141971 Российская Федерация, G01S 13/88. Антенный блок георадара // Г.А. Куляндин, П.А. Омеляненко ; Ин-т горн. дела Севера СО РАН; заявл. 28.01.2014; опубл. 20.06.2014 // Бюл. 2014. № 17. 1с.
3. Kulyandin G.A. Methods of GPR Angular Scanning / G.A. Kulyandin, A.V. Omelyanenko, P.A. Omelyanenko // GPR 2014: 15th International Conference on ground Penetrating Radar, June 30 - July 4. 2014. Brussels, 2014. P. 571–574. DOI: 10.1109/ICGPR.2014.6970489

ВНЕДРЕНИЕ ПРЕДВАРИТЕЛЬНОГО ПНЕВМАТИЧЕСКОГО ОБОГАЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩИХ РУД

Лебедев И.Ф.

*Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН, г. Якутск,
ivleb@mail.ru*

Для определения возможности (эффективности) сухого предварительного обогащения руд использовалась руда месторождения «Гурбей» Иркутской области. По итогам исследований будет разработана рациональная схема переработки руд, содержащих свободное золото.

Выбор руды месторождения «Гурбей», содержащей широкую гамму гранулометрии свободного золота по крупности и по степени вкрапленности является принципиальным с точки зрения исследования глубины раскрытия и извлечения золота.

Руда относится к золото-кварц-сульфидному малосульфидному типу руд, преимущественно состоит из литофильных компонентов (86,0 %) с преобладанием оксида кремния (59,08%). Рудообразующие компоненты представлены, главным образом, железом и серой. Основными породообразующими минералами являются кварц (22,8 %), хлорит (21,7 %) и полевые шпаты (20,7 %). Сульфидная часть пробы руды представлена пирротином – 2,3 % и пиритом – 1,8 %. Золото, в основном, весьма высокопробное, почти чистое (938 – 964 единицы). Преобладающая масса золота (79,6 %) представлена классами крупности + 0,071 мм. Доля мелких, тонких и тонкодисперсных частиц золота (+ 0,071 мм) составляет 20,4 % [1].

Исследования сухой технологии переработки золотосодержащей руды месторождения «Гурбей» с исходным весом 1123,8 кг, проводились на полупромышленных установках: дробилке комбинированного ударного действия ДКД-300 [2], центробежном измельчителе ЦМБУ-800 [3] и пневмосепараторе ПОС-2000 [4] разработки ИГДС СО РАН (рис. 1).



Рис. 1. а - дробилка комбинированного ударного действия ДКД-300, б - центробежный измельчитель ЦМВУ-800, в - пневмосепаратор ПОС-2000

Методика проведения исследований

В исходной руде содержится около 20% рудной мелочи - класса крупностью -1 мм. С учетом этого, для обработки исходной пробы проводилось грохочение по классам крупности +12 мм, -12+3 мм и -3 мм. Распределение исходной пробы по классам крупности после классификации составило: +12 мм - 673,4 кг, -12+3 мм - 197,1 кг, -3 мм - 253,3 кг всего 1123,8 кг. Технологическая схема исследований представлена на (рис. 2).

Класс крупности +12 мм подвергался дроблению на ДКД-300, класс -12+3 мм является питанием измельчителя ЦМВУ-800. Класс -3 мм подвергался пневмосепарации на ПОС-2000. Следует заметить, что номинальная крупность в питании пневмосепаратора составляет -1 мм. В данном случае принят укрупнённый вариант исходного питания для максимальной концентрации в пневмоконцентрат раскрываемого из рудной массы золота, а также учитывалась не высокая эффективность измельчения на центробежном измельчителе ЦМВУ-800 из-за изношенности рабочих органов.

Полученный концентрат из пневмосепаратора просеивался на два класса +1 и -1 мм. Далее класс -1 мм обогащался на столе, затем полученный концентрат доводился на концентраторе «Мозли». Для окончательного выделения свободного золота использовалась магнитная сепарация и разделение (промывка) в бромформе.

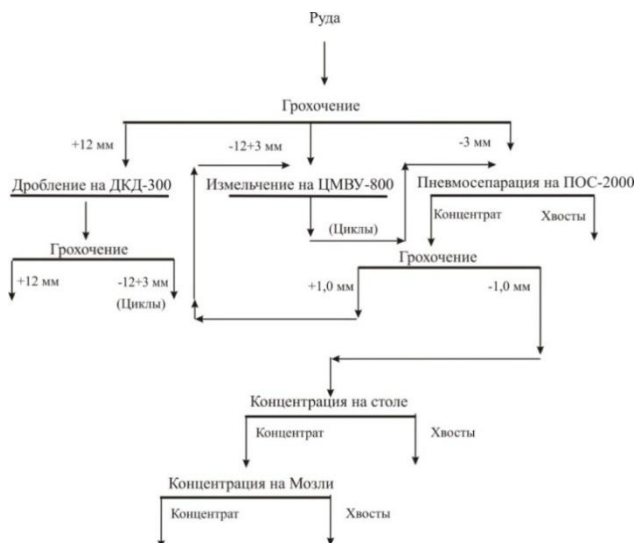


Рис. 2. Технологическая схема обработки проб

Проба подвергалась циклическому дроблению и измельчению (4 цикла). Класс +12 мм после дробилки ДКД-300 является возвратным для дробления (цикл), для измельчителя возвратными являются все продукты грохочения +3 мм, а также продукты классификации -3+1 мм концентрата ПОС-2000. При этом, обработка на ЦМВУ-800 и на пневмосепараторе ПОС-2000 проводилась в жесткой связке. По каждой операции отдельно отбирались и обрабатывались пробы для гранулометрического и пробирного анализов на содержание золота (хвосты переработки).

В завершающем этапе проводился балансовый анализ продуктов обработки на содержание золота и расчет извлечения по циклам обработки (дробление-измельчение-пневмосепарация).

Дробление проводилось по общей технологической схеме обработки проб с дроблением фракций +12 мм, в том числе возвратных классов после дробления (основа формирования циркулирующей нагрузки в технологической схеме дробления).

В ходе испытаний установлено, что для данного количества пробы достаточно двух циклов дробления на дробилке ДКД-300.

Выводы: Разработана принципиальная схема предварительного сухого обогащения руд, содержащих «свободное» самородное золото с использованием аппаратов рудоподготовки дробилки РД-МДВ-900, ДКД-

300, центробежного измельчителя ЦМБУ-800 и пневматического сепаратора ПОС-2000 с полным раскрытием и извлечением золота крупностью до 100 микрон в «золотую головку».

Для разработанной принципиальной схемы предварительного сухого обогащения золотосодержащих руд лимитирующим условием является возможность полного раскрытия и извлечения золота крупностью выше 100 микрон, согласно которой рассчитываются все другие технологические параметры, в первую очередь извлечение, степень концентрации, содержание золота в хвостах необходимые для последующих операций обогащения.

Практическая значимость:

Принципиальная технологическая схема сухого обогащения с использованием разработанных аппаратов дробления, измельчения и пневмосепарации является универсальной для всех руд, содержащих свободное золото. Эффективность применения схемы зависит от гранулометрической характеристики золота и характера минеральной вкрапленности в исходной руде и физико-механических особенностей руд.

Литература:

1. Отчет ОАО «Иргиредмет» о научно-исследовательской работе «Проведение исследований по изучению технологических свойств пробы ТП-1 месторождения «Гурбей»» (Заключительный), Иркутск 2017 г.

2. Патент РФ № 2111055. Матвеев А.И., Винокуров В.П., Григорьев А.Н., Монастырев А.М. ИГДС СО РАН от 20 мая 1998 г. Дробилка комбинированного ударного действия. БИ №14.

3. Патент №2150323 7 В 02 С 13/20. Центробежный измельчитель встречного удара /Матвеев А И, Григорьев А.Н., Филиппов В.Е. /Ин-т горн. дела Севера СО РАН. Заявл. 28.10.97; Оpubл. 10.06.2000 //Изобретения. Полезные модели. 2000. №16. Ч. 2. С. 268.

4. Патент № 2167005, 7 В 07 В 7/08. Пневмосепаратор /Матвеев А. И., Филиппов В.Е., Федоров Ф.М., Григорьев А.Н., Яковлев В.Б., Еремеева Н.Г., Слепцова Е.С., Гладышев А.М., Винокуров В.П. /Ин-т горн.дела Севера СО РАН. Заявл. 11.06.99; Оpubл. 20.05.2001. //Изобретения. Полезные модели. 2001. №14. Ч. 2. С. 346.

РАЗРАБОТКА КОНСТРУКЦИИ МЕХАНИЧЕСКОГО БУРОВОГО СНАРЯДА ДЛЯ УДАРНО ВРАЩАТЕЛЬНОГО БУРЕНИЯ

Леонтьев С.Н¹, Тимофеев Н.Г², Скрыбин Р.М².

1 – ООО «Буровые технологии», г. Нерюнгри, sakhaburstroy@mail.ru

2 – Северо-Восточный федеральный университет, г. Якутск,
ng.timofeev@s-vfu.ru

Бурение скважин большого диаметра (более 500мм) широко применяется для технических целей под фундаменты строительных объектов, опор мостов, линий электропередач, является перспективным на разведке россыпных месторождений полезных ископаемых.

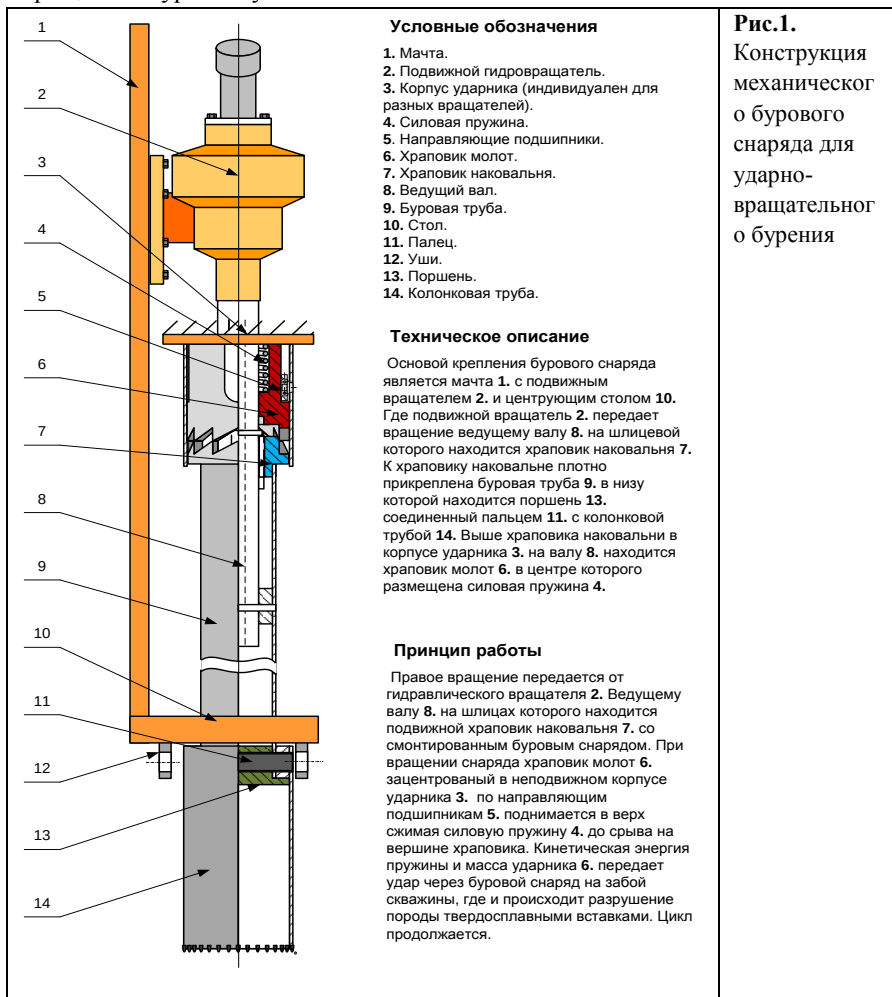
Эффективность наиболее распространенного шнекового бурения технических скважин резко снижается с повышением крепости пород и с увеличением диаметра скважин. Для интенсификации процесса разрушения породы на забое скважины большого диаметра и достижения высоких скоростей бурения в многолетнемерзлых горных породах высоких категорий буримости (VII-XII категорий) необходимо перейти от чисто вращательного способа бурения к комбинированному способу бурения – вращательному с наложением ударных импульсов.

В этом направлении, по совершенствованию конструкции бурового снаряда с целью повышения производительности и снижения себестоимости, кафедрой недропользования совместно с ООО «Буровые технологии» продолжаются комплексные научно-исследовательские и опытно-конструкторские работы по разработке новых конструкций и технологий бурения технических скважин большого диаметра. Одним из результатов проведенной совместной НИОКР является разработка конструкции механического бурового снаряда для ударно-вращательного бурения скважин с отбором разрушенной породы *рис. 1*.

Механический буровой снаряд ударно вращательного действия предназначен для бурения неглубоких до трех метров технологических, поисковых, разведочных скважин, короткими рейсами, различными диаметрами, кольцевым забоем. Технология бурения всухую, по мягким и средней твердости горных пород, включая мерзлую.

Буровой снаряд может использоваться различными бурильно-крановыми машинами (ямобурами) и самоходными буровыми установками, согласно техническим характеристикам, при наличии

специализированных переходников для конкретных моделей и типов вращателя буровых установок.



В данной технологии применяется пять режимов для бурения и извлечения разрушенной горной породы из забоя скважины:

1. Буровому снаряду передается вращателем правое вращение 30 – 90 об/мин. В подвешенном режиме храповик выходит из зацепления, находится в спокойном положении. При этом вращение может производиться в обратную сторону.

2. При давлении на забой скважины храповик наковальня входит в зацепление с храповиком молотом, при правом вращении происходит подъем молота на вершину зуба с последующим срывом и ударом по наковальне. Левое вращение в данном режиме приводит к частичному разбору бурового снаряда.

3. После заполнения колонковой трубы в процессе бурения, производится подъем бурового снаряда, можно как с вращением, так и без.

4. При сухом забурировании ударно-скалывающим способом в средних и мягких породах колонковой трубой, происходит сильное заклинивание горной породы в забурнике (ПРИ), что дает поднимать максимальное количество выбуренной породы. Для извлечения её из колонковой трубы необходимо, поднять колонковую трубу к нижней части бурового стола, после вытащить палец. В освободившееся отверстие вставляем вспомогательные пальцы таким образом, чтоб колонковая труба плотно фиксировалась через нижние уши бурового стола. При этом поршень может свободно вращаться в колонковой трубе. Даем правое вращение и давление. Колонковая труба, зафиксированная в буровом столе, остается без вращения, поршень под действием ударов молота выбивает из неё затрамбованную горную породу. Поднимаем снаряд до упора, очищаем от лишнего шлама, меняем пальцы, цикл продолжается.

ИССЛЕДОВАНИЕ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ДЕЗИНТЕГРАЦИИ ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩИХ КВАРЦЕВЫХ РУД ПРИ МНОГОКРАТНЫХ ДИНАМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЯХ

Львов Е.С.

*Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН, г. Якутск,
lvoves@bk.ru*

В настоящее время, тенденция развития технологии, способствующих снижению затрат на рудоподготовку связана с упрощением операций дробления и измельчения в технологических схемах. Снижение затрат и количества операций дробления осуществляется за счет применения оборудования с высокой степенью сокращения крупности и с высокой единичной производительностью. Этим требованиям удовлетворяют аппараты дробления, использующие ударный принцип дробления.

Вместе с тем, при выборе дробилки и способа дробления, осуществляемого в ней, необходимо также учитывать такие важные параметры, как требуемые условия сокращения материала, что также связано с физико-механическими свойствами и текстурными особенностями руды, которые зависят от условий формирования и пространственного расположения отдельных вещественных фрагментов и составляющих породы. Другими словами, это сложение породы, обусловленное ориентировкой составных частей породы, типом их взаимного расположения, способом заполнения пространства. Вследствие чего горные породы разных текстур будут разрушаться по-разному.

Исследования по определению показателей дезинтеграции проводились на золотосодержащих рудах, отличающихся фазовым составом и текстурными особенностями руды.

Исследования по определению взаимосвязи показателей дезинтеграции кусковых геоматериалов при многократных динамических воздействиях с их текстурой и фазовым составом, осуществлялись с использованием шестироторной дробилки комбинированного ударного действия ДКД-300, разработанной в ИГДС СО РАН. Для экспериментально-исследовательских работ использовали руды золотосодержащих месторождений Якутии: «Сентачан»; «Сарылах»; «Малтан»; «Дуэт» и месторождения Иркутской области «Гурбей».

В начале экспериментальных работ производится отбор и подготовка проб для исследований. Подготовка проб осуществляется путем отбора и сортировки кусков руды крупностью -150+40 мм по разным текстурным признакам. Проба № 1 представляет собой кварц-антимонитовую руду месторождения «Сарылах», состоящую преимущественно из крупно кристаллического (-средне) кварца с полосками антимонита. Проба № 2 представлена также кварц-антимонитовой ассоциацией месторождения «Сентачан». Однако, отличительной особенностью подготовленной пробы, является то, что основным минералом в ней приходится среднезернистый антимонит, с тонкими прожилками кварца с мелкими вкрапленниками пирита. Проба № 3 представлена кварц-альбит-сульфоантимонитовой ассоциацией золотосодержащих руд месторождения «Малтан», текстурной особенностью которой, является кварцевая руда с прожилками антимонита. Проба № 4 представлена золотосодержащей кварцевой рудой месторождения «Дуэт» массивной текстуры. Проба № 5 является золотосодержащей рудой месторождения «Гурбей» представленной метаморфическими сланцами различного состава (преобладают биотит-

кварцевые) с вкрапленной сульфидной минерализацией. Текстура представленных пород сланцевая и слоистая.

Изучение динамики распределения продуктов дробления золотосодержащих руд на дробилках ударного действия ДКД-300 производится по средствам ситового анализа по классам крупности: +40 мм; -40+20 мм; -20+10мм; -10+5 мм; -5 +2мм; -2 +1мм; -1+ 0,63 мм; - 0,63+0,315 мм; -0,315+0,16 мм; -0,16+0,1 мм; -0,1+0,063 мм; -0,063мм. Питание дробилки и её разгрузка подвергаются ситовому анализу на ситах с квадратными отверстиями.

Определение характера разрушения рудного материала различного текстурного строения и отличительного минерального состава с кварцевой матрицей в продуктах дробления золотосодержащих руд ДКД-300 производится в мелких классах крупности визуальнo с применением оптического анализатора МИР-12. Результаты гранулометрического анализа представлены в таблице 1.

Таблица 1

Гранулометрический состав продуктов дробления ДКД-300

Классы крупности, мм	Выход %				
	Проба №1 Сарылах	Проба №2 Сентачан	Проба №3 Малтан	Проба №4 Дуэт	Проба №5 Гурбей
-0,063	0,55	1,93	1,22	1,27	2,93
-0,1+0,063	0,47	1,43	1,07	0,74	2,27
-0,16+0,1	0,82	1,88	1,39	1,29	3,01
-0,315+0,16	3,27	4,78	3,32	2,56	4,34
-0,63+0,315	4,19	5,69	4,2	4,04	3,71
-1+0,63	3,75	5,51	5,3	4,02	7,46
-2+1	11,32	7,85	9,77	7,78	9,67
-5+2	23,47	26,93	23,27	18,93	20,73
-10+5	16,48	16,22	17,7	14,64	15,25
-20+10	23,49	18,39	22,8	22,35	19,85
-40+20	11,69	6,45	8,42	17,25	10,78

По результатам анализа золотосодержащих руд с однородной, полосчатой, прожилковой и сланцевой текстурой вкрапленных рудных компонентов было установлено, что при многократных динамических воздействиях, осуществляемых в опытной дробилке комбинированного ударного действия ДКД-300 при принятых условиях режима работы, гранулометрический состав продуктов дробления характеризуется с двумя

пиками (накоплением материала) в классах крупности -20+10 мм и -5+2 мм.

Так как для экспериментальных работ были использованы рудные геоматериалы разной текстуры и фазового состава (сульфидные компоненты золотосодержащих руд), далее было произведено изучение минерального состава мелких классов, которое показало наличие преимущественно мономинеральных зерен: антимонита, пирита, арсенопирита ит.д. Таким образом, изучение минерального состава выявило, что при ударном воздействии осуществляемого в дробилке, произошло избирательное вскрытие этих минералов, что привело к образованию соответствующей моды. Количественные параметры моды зависят от характера текстуры и ее фазового состава, вкрапленных в рудную матрицу компонентов. Наибольшая доля накопления мелких классов наблюдается для руд сланцевой текстуры и руды с преобладанием в своем минеральном составе антимонита, более мягкого минерала по сравнению с кварцем.

В результате исследований установлено, что на характер разрушения влияет, не только минеральная составляющая руды, а также её текстурная особенность (рис,1). Так на примере золотосодержащих руд показано, что разрушению наиболее подвержены руды сланцевой текстуры и руды с преобладанием в своем минеральном составе антимонита, более мягкого минерала по сравнению с кварцем. И наиболее устойчивой к разрушению являются руды однородной массивной текстуры.

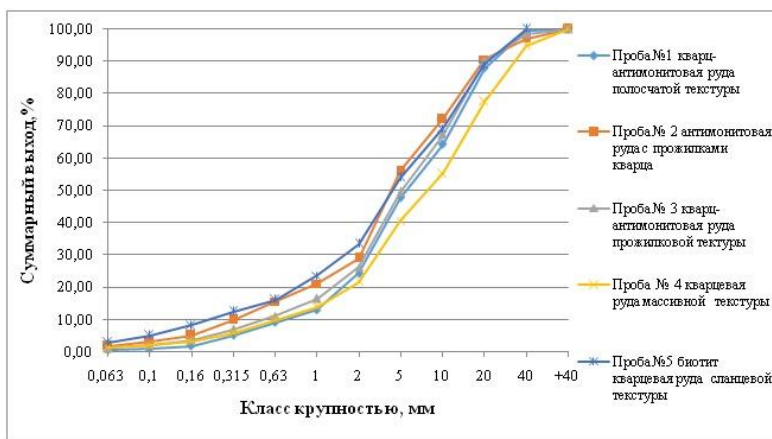


Рис.1. Кумулятивная характеристика продуктов дробления по минусу

Таким образом, результатами экспериментальных исследований установлены факты избирательного разрушения горных пород в зависимости от текстурных особенностей, которые имеют характер дезинтеграции, т.е. объемное разрушение геоматериалов по зонам с наиболее слабыми механическими связями и которые, более всего, проявляются при применении многократных динамических воздействий.

РАЗРАБОТКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ КРИОЛИТОЗОНЫ БЛОКАМИ АКТИВНОГО КЛИМАТИЧЕСКОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ

Панишев С.В.

*Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН, г. Якутск,
bsdpsv@mail.ru*

Республика Саха (Якутия) – самый крупный территориальный субъект Российской Федерации, а вся территория Якутии входит в зону многолетней мерзлоты. Значительная часть бюджета республики формируется за счет минерально-сырьевого комплекса, что предопределяет широкое развитие горных работ на ее территории и нахождение в отработке множества месторождений. При этом следует отметить, что по имеющимся данным ученых-экологов на 63% суши Земли, пригодной для освоения, природные экосистемы уже разрушены (или уничтожены), что не позволяет сохранять благоприятную экологическую обстановку в ряде регионов [3]. Поэтому разработка и обоснование технических решений, направленных на повышение эффективности горных работ, снижение экологической нагрузки на окружающую среду является актуальной и важной задачей [1].

Основными способами подготовки мерзлых пород к разработке в таких условиях являются естественная и искусственная оттайка, механическое и взрывное рыхление. Механическое рыхление предполагает воздействие на массив в поверхностном слое породы на заданную величину. Недостаток – негативное экологическое воздействие и материальные затраты.

Взрывное рыхление предполагает воздействие разрушения на заданную глубину. Недостаток – негативное экологическое воздействие, материальные затраты, ограничение по возможности применения на алмазоносных россыпных месторождениях (по критерию сохранности

кристаллов алмазов). Искусственная оттайка предполагает интенсификацию этого процесса по глубине полигона путем использования различных способов и средств. Недостаток – дополнительные материальные затраты по отношению к способу разупрочнения пород путем естественной оттайки. Самым простым и малозатратным способом подготовки пород к выемке является естественная оттайка. Недостаток данного способа – ограничение по глубине оттаявшего слоя и зависимость от климатических условий. Воздействие солнечной радиации распространяется только на поверхность полигона.

Анализ технологий, способов подготовки и разработки грунтов в условиях криолитозоны показал, что возможности использования солнечной радиации как самого дешевого способа воздействия на массив многолетнемерзлых пород можно значительно расширить. Все вышеописанные технологические приемы ведения горных работ и способы подготовки многолетнемерзлых пород к выемке в условиях Севера с использованием классических элементов карьерного пространства имеют один общий недостаток: положительный эффект растепления, разупрочнения массива под воздействием солнечной инсоляции осуществляется путем использования одной или двух поверхностей обнажения – обычно это поверхность полигона или откос и площадка уступа.

Воздействие солнечной инсоляции на массив многолетнемерзлых горных пород, а соответственно, его разупрочнение можно усилить, создавая зоны интенсивного тепломассопереноса в горных породах путем формирования новых элементов карьерного пространства – блоков активного климатического воздействия (далее – блоки АКВ) [2].

И в данном случае блок АКВ в поперечном сечении имеет уже не одну-две поверхности обнажения, а три, что при определенных условиях оказывает существенное влияние на его термомеханическое состояние (рис. 1).

Предлагаемый способ открытой разработки месторождений криолитозоны с новым элементом карьерного пространства – блоками активного климатического воздействия характеризуется тем, что в процессе подготовки очередного горизонта создают зоны интенсивного тепломассопереноса в горных породах в виде блоков активного климатического воздействия (блоки АКВ) путем прохождения выработок, служащих для создания дополнительной обнаженной поверхности блока АКВ. Параметры блоков, время их формирования и отработки определяют с учетом температурно-климатических характеристик района работ, теплофизических свойств горных пород, характеристик горно-добычного

оборудования во взаимосвязи со степенью разупрочнения массива пород в блоке.

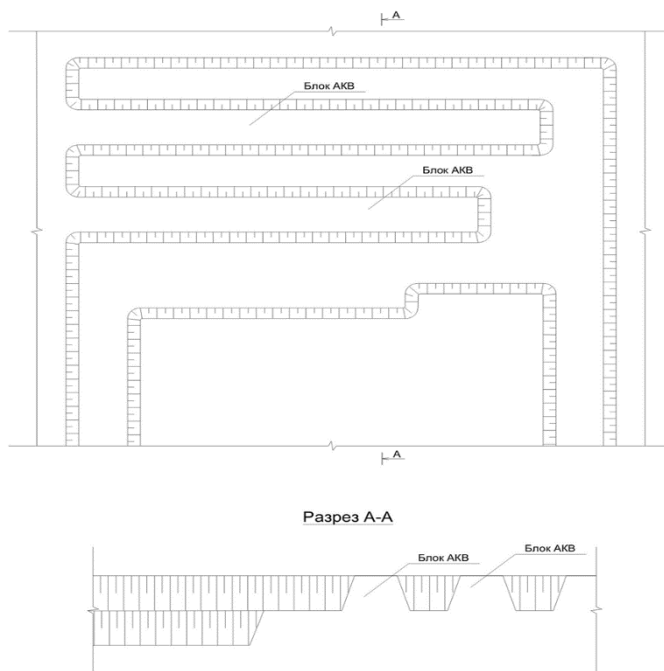


Рис. 1. Подготовка горных пород к выемке блоками активного климатического воздействия

Такое конструирование рабочей зоны карьера создает возможность управления термомеханическим состоянием массива мерзлых пород путем оптимизации параметров блоков АКВ и является новым с точки зрения проектирования открытых разработок на месторождениях криолитозоны.

Предлагаемая технология ведения горных работ обладает следующими преимуществами:

- управляемость состоянием массива пород в блоке достаточно высока за счет дополнительной свободной поверхности и возможности применения для его оттайки и разупрочнения различных способов и средств в наиболее благоприятных условиях;
- интенсифицируется тепломассоперенос в массиве горных пород блока;
- снижается себестоимость разработки месторождения;

– уменьшаются вредные выбросы в атмосферу.

Предложенное техническое решение имеет особую актуальность для районов Крайнего Севера и Арктики где воздействие горных разработок на окружающую среду очень значительно. И в этом случае разработка месторождений с применением блоков АКВ по породам, требующим буровзрывного рыхления, сокращает объем взрывных работ и, соответственно, вредные выбросы, а в отличие от технологии разработки с послойным снятием грунта предполагает работу горной техники на полигоне не в течение всего сезона а лишь в период времени, затрачиваемого на проходку выработок служащих для создания дополнительной обнаженной поверхности блоков активного климатического воздействия и уборки блоков АКВ.

Литература:

1. Мельников Н.Н. Создание многоуровневой системы геодинамического мониторинга горнотехнических и нефтегазовых объектов западной части российского сектора Арктики / Н.Н. Мельников, А.И. Калашник // Арктика. Экология и экономика. – 2015. – № 3 (19). – С. 66–75.
2. 13. Пат. РФ № 2575283, МПК Е 21 С 41/26. Способ открытой разработки месторождений криолитозоны / Панишев С. В.; заявитель и патентообладатель Ин-т горн.дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН. – № 2014149521/03 ;заявл. 08.12.2014 ;опубл. 20.02.2016. Бюл. №5.
3. Таскаев А.И. Экологическое обоснование рационального природопользования на европейском Севере / А.И. Таскаев, И.Б. Арчегова // Арктика: Экология и экономика. – 2011. – № 2. – С. 42–47.

РОЛЬ ГОРИЗОНТАЛЬНО-НАПРАВЛЕННОГО БУРЕНИЯ В РАЗВИТИИ ИНФРАСТРУКТУРЫ ЯКУТИИ

Петров В.Л., Тимофеев Н.Г.

*Северо-Восточный федеральный университет имени М.К. Аммосова, г.
Якутск, firedpv@gmail.com*

Технология горизонтально-направленного бурения является одним из перспективных направлений сооружения скважин в динамично развивающихся инфраструктурах городской среды.

Во всем мире при помощи бестраншейного метода активно прокладываются коммуникационные кабели, проводится монтаж и демонтаж различных трубопроводов (водоснабжения, нефтяных, газовых, отопительных), проводка канализационных систем, а также ремонт и замена инженерных труб.

Если во многих городах России использование этого метода уже стало обычной практикой, то в Якутске и во всей республике в общем, использование горизонтально-направленного бурения не получило значимого практического внедрения и применения.

Данная проблема актуальна, ведь Якутск – динамично развивающийся город, в нем сосредоточены строительства новых зданий и сооружений, продолжают строиться микрорайоны, прокладываются новые и заменяются старые трубопроводы, коммуникационные кабели. Все эти работы в подавляющем количестве осуществляются традиционным траншейным методом. Этот метод подразумевает собой полное вскрытие поверхности земли, дорожного покрытия, что чревато нарушением почвенного слоя окружающей среды и поднятием в городской воздух большого количества пыли. Но ситуация приобретает еще более негативный характер в случаях, когда местом работы становятся участки дорог (рис. 1). В результате этого приходится вскрывать дорожное полотно, что приводит к временным трудностям передвижения транспортных средств, с последующей нагрузкой дорожного трафика и большим дополнительным финансовыми затратам в виде капитального ремонта участка дорог после завершения инженерных работ.

Исходя из этого, целесообразным и практичным будет использование бестраншейного метода прокладывания и сооружения инженерных коммуникаций.



Рис. 1. Вскрытие дорожного полотна для замены устаревшего газопровода по улице Чайковского, г. Якутск

По сравнению с открытыми траншейными работами бестраншейный метод обладает следующими значительными преимуществами:

- требует меньше материальных ресурсов на проведение работ;
- ускоряет выполнение работ;
- обеспечивает высокую скорость выполнения монтажно-демонтажных работ;
- требуется минимальное количество рабочих;
- обеспечивает сохранность окружающей и городской среды;
- сокращает эксплуатационные расходы на контроль и ремонт трубопроводов в процессе эксплуатации;
- обеспечивает возможность строительства, ремонта и санации подземных коммуникаций: под реками, оврагами, лесными массивами; в специфических грунтах; в условиях плотной жилищной застройки городов [0].

Сегодня потребность в данном виде работ возрастает. Сооружение новых дорог, дворовых территорий, инженерных коммуникаций в черте городов и микрорайонов требует использования современного метода – горизонтально-направленного бурения.

При помощи горизонтально-направленного бурения также возможно решение одной из самых актуальных проблем Якутии – проблема сооружения моста через реку Лена.

Уже не один десяток лет в республике остро стоит проблема по возведению моста. Выдвигались научными и производственными сообществами различные прогрессивные идеи. В результате был выбран проект моста в районе населенного пункта Табага. Однако значимого продвижения данный проект пока не получил [3].

В качестве альтернативы мосту была предложена идея сооружения тоннеля.

О возможности прокладки тоннеля под Леной до 2008 года всерьез никто не говорил, все из-за отсутствия современных технологий, оборудования и опыта строительства сооружений в подобных условиях. Расчет делался только на варианты мостового перехода, причем, сразу прогнозировались серьезные трудности.

Следует обратить внимание на преимущества тоннеля, относительно моста:

1. Меньшая стоимость конструкции. Стоимость тоннеля и 11 км дорог была оценена в 79 млрд. рублей, против 160 млрд. рублей на возведение моста и 98,5 км дорог.
2. Меньшее время возведения. 59 месяцев против 71.
3. Устойчивость сооружения и конструкций.
4. Практически безвредное воздействие на реку и окружающую среду.

В данном случае для проходки тоннеля потребуются ТПМК (Тоннельно- проходческие механические комплексы), предназначенные для проходки тоннелей большого диаметра способом горизонтально-направленного бурения.

В мире особую известность получили щитовые ТПМК компаний Herrenknecht и Caterpillar, которые массово используются для проходки тоннелей большим диаметром, до 19 метров. На основании разработок зарубежных специалистов и собственного опыта по проходке тоннелей щитовым способом, группой компаний "СК МОСТ" был разработан вариант по строительству двух тоннелей (автодорожного, диаметром 12,8 м, и железнодорожного, диаметром 9,4 м), в непосредственной близости от столицы Республика Саха (Якутия), в створе Нижний Бестях – Якутск [3].

Мировой опыт показывает, что проблемы сохранения многолетней мерзлоты при строительстве и эксплуатации тоннелей вполне решаемы. На Шпицбергене, Аляске и в Гренландии были использованы материалы, изолирующие мерзлые породы вокруг сооружения, и отработаны технологии, позволяющие поддерживать мерзлое состояние грунта во время проходки и эксплуатации. Аналогичный опыт есть и у отечественных строителей. Это, сооружение Кадарского и Нагорного тоннелей, каменно-набросной плотины и подземного здания Колымской ГЭС. [3].

Однако, применение горизонтально-направленного бурения в условиях вечной мерзлоты связано с высокой вероятностью возникновения осложнений, ведь любая неточность в процессе проходки может привести к растеплению мерзлых пород. Поэтому, приоритетом будет являться правильный выбор бурового раствора, качественного оборудования и опытного персонала.

Исходя из всего вышеперечисленного, массовое внедрение технологии горизонтально-направленного бурения в строительстве благоприятно скажется на развитии города Якутска и республики в целом. Несмотря на трудности реализации данной технологии и требования высококвалифицированных специалистов, прогрессивной техники и оборудования, представляется перспективным и современным решением значимых проблем сооружения инженерных коммуникаций и альтернативным вариантом соединения правого и левого берегов реки Лена.

Литература:

1. Бурмистров В.А. Горизонтально-направленное бурение. Опыт работы // Метро и тоннели № 6 2005г., С. 32-33
2. Морочковский В.В., Ромбро В.С. Горизонтально направленное бурение // Фотон-экспресс № 2 (42) 2005г., С. 32-33
3. «Мост или тоннель соединит берега Лены в Саха (Якутии)» / Prima Media: <https://primamedia.ru/news/171002/?from=7>

СПОСОБ УТЕПЛЕНИЯ ГИДРАВЛИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ САМОХОДНОЙ БУРОВОЙ УСТАНОВКИ В ЗИМНЕЕ ВРЕМЯ

Петров В.Л., Тимофеев Н.Г.

*Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г.
Якутск, ng.timofeev@s-vfu.com*

В районах Северо-Востока и Арктики Российской Федерации при геологоразведочных и инженерных работах широко востребованы самоходные буровые установки широкой модификации для бурения скважин различного целевого назначения. В связи с географической труднодоступностью участков производственных работ в теплое время года, основной объем буровых работ приходится в зимнее время года.

Опыт бурения инженерно-изыскательских скважин ООО «МИП «Арктик-Бур» зимой показывает ряд проблем, связанных с отрицательной температурой окружающей среды. Одной из таких проблем можно считать то, что при бурении скважин, когда температура воздуха ниже -30°C , происходит мгновенное смерзание выбуренной породы (керн) к внутренней стенке колонковой трубы. Это объясняется тем, что процесс механического разрушения породы сопровождается выделением тепловой энергии и нагревом буровой коронки и керна. Положительная температура керна сохраняется до окончания углубления забоя скважины, т.е. до подъемных операций, когда колонковая труба перестает подвергаться трению о стенки скважины и нагреваться. После извлечения полной колонковой трубы из ствола скважины идет обратный процесс промерзания бурового снаряда и происходит мгновенное смерзание выбуренного керна [1, 2].

В зимнее время года характерны осложнения, связанные с отрицательной температурой окружающей среды. Одной из таких проблем является экстремально низкая температура (ниже -40°C), которая приводит к замерзанию гидравлических рукавов самоходных буровых установок, в последствии к разрыву в местах изгиба рукавов и их соединений с фитингами при спуско-подъемных и вспомогательных операциях, что способствует вытеканию гидравлической жидкости в наружу и прекращению буровых работ, с созданием далеко не комфортных ситуаций обслуживающему персоналу. Обусловлено это во первых - повышением давления внутри рукавов высокого давления за счет увеличения вязкости масла, и во вторых - уменьшением упругих свойств резины рукавов, что в следствии приводит к разрывам в этих участках при воздействии напряжений.

Резервуар буровой установки, наполненный гидравлической жидкостью, постоянно подвергается перепаду температур при частых подогревах и охлаждениях жидкости, покрывается изнутри конденсатом, увеличивающимся с каждым циклом замерзания-оттаивания. В результате такого явления образуется не допустимое количество воды в гидравлической системе буровой установки, которое приводит к прихвату гидравлических соединений и крана системы, с аварийными последствиями.

В результате возникновения данных ситуаций, наблюдаются преждевременный выход из строя основных узлов кинематики установки, частый ремонт оборудования, закупка запасных частей и др., что создает далеко не комфортные условия машинистам буровых установок, инженерам и мастерам предприятий по обслуживанию оборудования в зимнее время.

Рабочему персоналу постоянно приходится контролировать условия работы узлов гидросистемы бурового оборудования:

- на предмет избыточного изгиба;
- дефекта рукавов высокого давления (РВД) гидравлической системы;
- посезонная замена рабочей жидкости гидравлической системы;
- предварительное прогревание гидросистемы перед работой;
- необходима постоянная циркуляция рабочей жидкости в

гидравлической системе при остановке процесса бурения и другие факторы которые прямо зависят от окружающей среды работы самоходной буровой установки с гидравлической подачей.

Большинству промышленных организаций, в силу отсутствия специальных технологических укрытий и защиты основных узлов

гидросистемы самоходной буровой установки, приходится останавливать рабочий процесс при температуре окружающей среды ниже -40°C , что в последствии способствует простоям и отставанию от производственного плана.

Для того чтобы минимизировать угрозу разрыва, нужно поддерживать оптимальную температуру масла и шлангов. Была придумана идея утепления гидравлической системы.

Идея заключается в использовании саморегулирующихся греющих кабелей для поддержания температуры в гидравлической системе, благоприятной для проведения буровых работ.

Выбор саморегулирующегося кабеля обусловлен его свойством «саморегулироваться» сопротивление полупроводников в зависимости от температуры окружающей среды. Чем ниже температура, тем меньше сопротивление, а, следовательно, больше ток и мощность нагрева. Немаловажным полезным эксплуатационным свойством такого кабеля следует считать то, что его можно резать на куски любой длины, начиная от 20–ти см, это позволяет свободно его наращивать и укорачивать. [3]

Резервуар буровой установки по всей площади стенок обматывается кабелем (рис. 1, а), далее его покрывают плотным теплоизолирующим материалом. Греющий кабель с резервуара продолжают прокладывать уже по рукавам высокого давления, поверх обмотки, для теплоизоляции крепится пенополиэтилен (рис. 1, б).

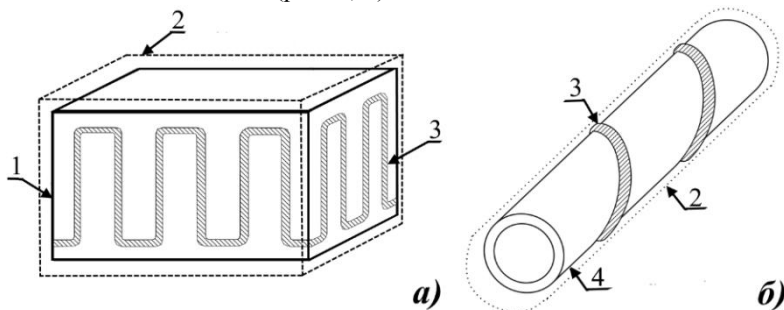


Рис. 1. Обмотка греющим кабелем резервуара гидравлической системы (а) и рукавов высокого давления (б). 1 - Резервуар; 2 - Теплоизоляционное покрытие; 3 – Греющий кабель; 4 – Рукава высокого давления

Как показывает практика, объемы буровых работ в зимнее время сохраняются, а местами идет увеличение производственного плана и актуальность разработки инновационного метода утепления оборудования возрастает.

Исходя из этого, в районах Северо-Востока и Арктики Российской Федерации проведение исследований и разработка инновационных методов улучшения условий труда рабочего персонала и технологии защиты гидравлической системы самоходного бурового оборудования, учитывающей суровые особенности климата региона, является актуальной научно-технической задачей всего бурового производства.

Литература:

1. Технический отчет по результатам инженерно-геологических изысканий ООО «МИП «Арктик-Бур» на объекте «Якутский республиканский онкологический диспансер на 210 коек в г. Якутске с радиологическим отделением и хозблоком;
2. Технический отчет по результатам инженерно-геологических изысканий ООО «МИП «Арктик-Бур» на объекте «Цех комплексной переработки руды, золотоизвлекательной фабрики (ЗИФ) на руднике «Бадран»;
3. Применение саморегулирующихся нагревательных кабелей:
<http://elektrik.info/main/fakty/335-primenenie-samoreguliruyuschihsysa-nagrevatelnyh-kabeley.html>

ТЕПЛОМАССОПЕРЕНОС В НАСЫПНОМ ГРУЗЕ ПРИ ЖЕЛЕЗНОДОРОЖНЫХ ПЕРЕВОЗКАХ В ЗИМНЕЕ ВРЕМЯ

Попов В.И.

*Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН, г. Якутск,
popov.gtf@mail.ru*

Для промышленного и транспортного хозяйства большое значение имеет вопрос смерзаемости влажных, сыпучих материалов при их перевозке в зимнее время. Установлено, что приблизительно одна пятая часть общего объема перевозок этих материалов смерзается. Весьма ощутимы дополнительные затраты на выгрузку смерзшихся материалов поэтому разработка методов прогнозирования теплового режима сыпучих грузов, предотвращения смерзаемости и восстановления их сыпучести остается важной и актуальной задачей. Выгрузка такого материала невозможна без принятия специальных мер [1], среди которых основными являются: механическое разрыхление, эффективность которого сильно зависит от степени смерзания материала, и разогрев различными устройствами (тепляки, газовые горелки и т. д.). При этом особого

внимания заслуживают результаты исследования тепло- и массопереноса в процессе смерзания и разогрева сыпучих материалов, так как они обуславливают их прочностные параметры.

Настоящая работа посвящена определению степени смерзания сыпучих, влажных грузов, в универсальных металлических контейнерах 1СХ, в зависимости от температуры и влажности, характерных для их отгрузки и времени транспортировки.

В качестве метода расчета смерзаемости был выбран метод математического моделирования процесса трехмерного промерзания насыпного груза в транспортном контейнере.

Вывод балансовых уравнений переноса тепла и массы в смерзающемся материале сводится к учету вклада соответствующих диффузионных потоков J_T и J_W .

Процедуры численного решения. В качестве расщепляемых физических процессов выбраны а) диффузионное выравнивание полей температуры и влажности и б) фазовый переход. Использована также процедура расщепления трехмерной задачи на одномерные задачи переноса.

Параметры расчета следующие: размеры контейнера 1СХ ; 6.058м.- длина, 2.438м. - ширина; 1.000м. - высота. Температура среды теплообмена принята -5°C , -10°C , -20°C , значения влагосодержания 5%, 7% и 12 %. Насыпная плотность - 2050 кг/м^3 , теплоемкость сухого груза - 830 Дж/кг К . Коэффициент теплоотдачи на поверхностях контейнера параллельных движению состава :- $60 \text{ Вт/м}^2 \text{ К}$; перпендикулярных движению состава - $17, 85 \text{ Вт/м}^2 \text{ К}$. На рис.(1-2) приведены результаты расчета промерзания сыпучего груза в вертикальном сечении контейнера 1СХ.

Первоначальная температура концентрата принята $+4^{\circ}\text{C}$, температура среды -20°C , влагосодержание концентрата 12%. Время процесса составляет 94 часа.

Различают следующие виды смерзаемости: корковое, при величине смерзшегося слоя менее 5 см; смерзание груза с талым ядром, окруженным смерзшимся слоем различной величины более 5 см; смерзание в монолит с температурой в центре груза равной или ниже температуры замерзания.

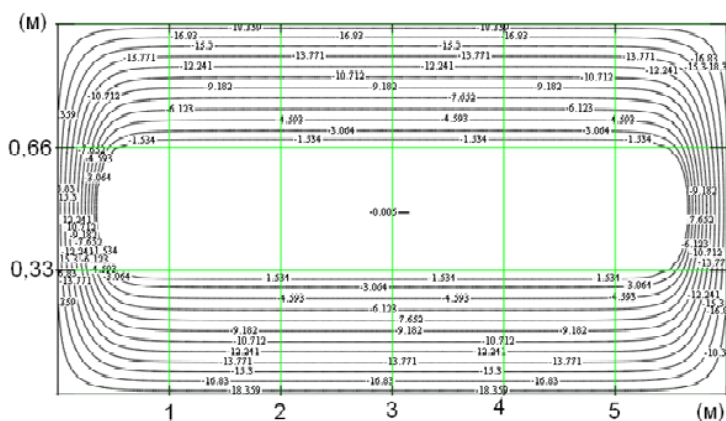


Рис. 1. Распределение температуры в вертикальном сечении вдоль длинной оси контейнера 1CX

В соответствии с последним определением, счет программы моделирования процесса промерзания груза в контейнере прекращался, как только температура в центре контейнера 1CX с грузом становилась отрицательной. Результаты моделирования степени смерзания для насыпного груза представлены в таблице 1. По строкам таблицы расположены - в числителе степень смерзания груза (отношение мерзлой части с содержанием льда выше 4% к полному объему груза в контейнере), а в знаменателе время процесса смерзания в часах в зависимости от температуры. По столбцам аналогичные величины в зависимости от влагосодержания.

Таблица 1.

Степень смерзания насыпного груза и время смерзания в зависимости от начального влагосодержания и температуры транспортировки. Контейнер 1CX

Степень смерзания насыпного груза ($V_{\text{мерз}}/V_{\text{контейнер}}$) /Время смерзания (час)			
Влагосодержание, %	Температура среды (воздуха)		
	- 5°C	-10°C	-20°C
5	0,426/144	0,520/102	0,632/69,9
7	0,67/167	0,787/118	0,86/79,4
12	0,699/199	0,797/141	0,863/94,4

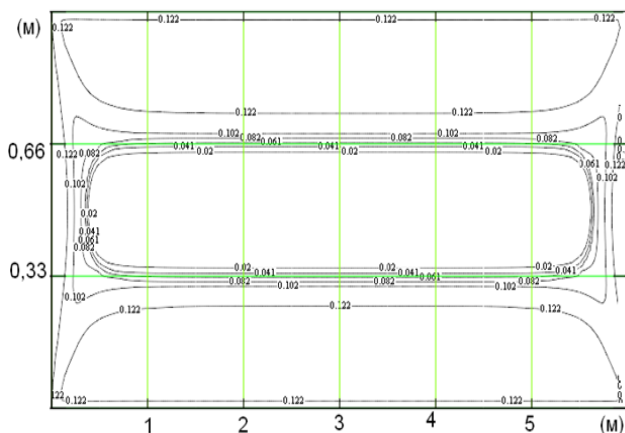


Рис. 2. Распределение льдосодержания в вертикальном сечении вдоль длинной оси контейнера 1CX. **Выводы.**

Результаты расчетов определяют полное смерзание насыпного груза в 1CX контейнерах при его транспортировке с максимальной температурой в -5°C и максимальной влажности 12 % в течение ~ 199 часов. При минимальной влажности – 5% и температуре среды -20°C , время полного смерзания составляет ~ 70 часов.

Литература:

1. Кожевников Н.Н., Попов В.И. Прогнозирование процессов промерзания в сыпучих материалах при железнодорожных перевозках // Новосибирск, «Наука», 1978. 104 с.

МОДЕЛИРОВАНИЕ РЕЖИМОВ БУРЕНИЯ СКВАЖИН

Попов М.С., Тимофеев Н.Г.

*Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г.
Якутск, mixail.uhhan@mail.ru*

Повышение эффективности и производительности труда при бурении скважин различного целевого назначения буровыми оборудованьями может быть обеспечено созданием математических моделей, расширением использования современных средств электро-вычислительной техники для определения оптимальных параметров режима и времени отработки

породоразрушающего инструмента, а также контроля и управления процессом бурения скважин, внедрением современных цифровых технологий в производство буровых работ. Непрерывный контроль параметров и достижение оптимального режима бурения скважин способствует своевременному принятию необходимых мер по предупреждению и ликвидации осложнений и аварий.

Благополучность процесса бурения скважин на прямую зависит от режимов бурения - рационального, оптимального и специального. Основные параметры режимов бурения следующие:

- Осевая нагрузка – сила, приложенная по оси бурового снаряда к породоразрушающему инструменту на забое скважины.
- Частота вращения коронки рассчитывается, исходя из рекомендуемых значений окружной скорости ω коронки, которые принимаются тем больше, чем меньше диаметр коронки.
- Расход очистного агента – величина, показывающая расход очистного агента (л/мин) в процессе бурения за определенное время.

Каждый из режимов подбирается индивидуально на каждое месторождение полезных ископаемых и на каждый фронт работы в зависимости от типа и диаметра породоразрушающего инструмента, методики ведения буровых работ, параметров и конструкции скважины, используемого оборудования и инструмента.

Необходимость автоматизации расчетов оптимальных параметров режима бурения очевидна, поскольку она не требует много времени и материальных затрат на проектирование режимов бурения. Кроме того, алгоритм может быть использован для проверки любой частной модели процесса бурения на адекватность и непротиворечивость.

На данный момент, нами создано впервые демо-приложение для операционной системы Windows (рис. 1), которая позволяет рассчитать оптимальные параметры режима бурения, а также, создан чат-бот для пользователя iOS и Android на платформе приложения Telegram, который также позволяет рассчитать оптимальные параметры «Помбур 1.0». Для реализации программы был выбран язык программирования C++. Вся база данных находится в одном каталоге, к ней, возможен быстрый доступ, кроме того, есть возможность разместить ее на сервере [1].

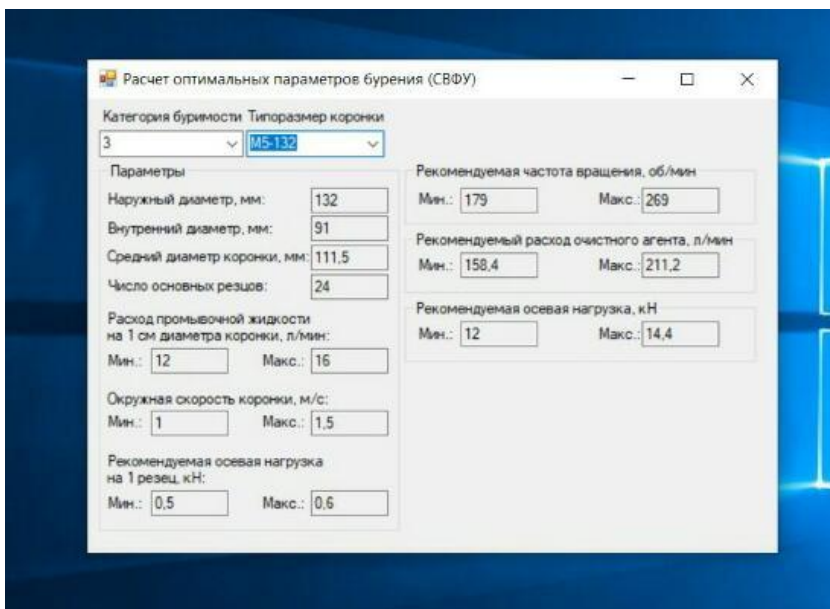


Рис.1. Интерфейс программы, демо-приложения на ОС Windows

При использовании программы пользователь выбирает категорию пород, типоразмер коронки. После чего программа автоматически рассчитывает и выводит рекомендуемые оптимальные параметры режима бурения.

Расчет параметров производится по следующему алгоритму:

1. Выбирается категория буримости породы.
2. Исходя из выбранной категории, выводятся различные виды породоразрушающих инструментов (ПРИ), которые подходят под заданную категорию буримости.
3. После выбора типоразмера буровой коронки, выводится на экран основные технические характеристики данного ПРИ.
4. На основе технических характеристик и выбранной категории буримости рассчитываются оптимальные параметры режима бурения.

- Рекомендуемая осевая нагрузка вычисляется по формуле: $P = p \cdot m$, где p - рекомендуемая нагрузка на 1 резец; m - число основных резцов в коронке.

- Рекомендуемый расход очистного агента вычисляется по формуле: $Q = qp \cdot Dk$, где qp - рекомендуемый расход промывочной жидкости на 1 см диаметра коронки; Dk - наружный диаметр коронки.

- Рекомендуемая частота вращения вычисляется по формуле: $n=20\omega/D_{\text{с}}$, где ω – рекомендуемая окружная скорость м/с; $D_{\text{с}}$ – средний диаметр коронки, м.

Разработанная программа расчета оптимальных параметров режима бурения обеспечивает быстрое решение важной прикладной задачи проектирования буровых работ. Также, имеющий интерфейс пользователя позволяет удобно выбирать необходимые категории и типоразмеры коронок.

Предлагаемый проект направлен на разработку новой программы по моделированию процессов бурения скважин различного целевого назначения, в различных горно-геологических условиях с учетом всех используемых породоразрушающих инструментов, технологий, опыта производственных работ и т.д. и проектирования геолого-технического наряда (паспорта скважины) в зависимости от исходных условий и данных.

Алгоритм программы отвечает следующим основным требованиям цифровизации производственных объектов:

- Функционирование в соответствии с техническим заданием (проектом) ведения буровых работ;
- Максимально приближенные значения технологии бурения;
- Соответствие к различным видам операционных систем и прикладных информационных программ (приложений);
- У программы должны присутствовать средства для защиты данных от внешнего воздействия, или предотвращающие их утерю в процессе расчетов;
- Адаптация под различные режимы работы и пользователей;
- Проводимые в системе расчеты должны приносить пользу как производственным рабочим, так и обучающимся;
- Значения и расчеты, приведенные в программе должны быть проверяемы без каких бы то ни было ошибок или изменений;

Литература:

1. Попов М.С., Вершинин Д.В., Иванов И.И. Разработка Чат-Бота для определения оптимальных параметров режима бурения// Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы VIII Всероссийской научно-практической конференции, 2 т. Якутск: Изд-во СВФУ, 2018. Т. 2. С. 372–376.

ДОВОДКА ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩИХ ПРОДУКТОВ ОБОГАЩЕНИЯ НА ОТСАДКЕ С ПРИМЕНЕНИЕМ ПОЛЮСОПЕРЕМЕННОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ

Слепцова Е.С.

*Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН, г. Якутск,
slept@mail.ru*

Истощение сырьевой базы россыпной золотодобычи и увеличение техногенных месторождений приводит к увеличению объемов переработки песков, где значительная часть золота представлена в трудноизвлекаемой форме с преобладанием частиц мелких и тонких классов крупности. Как правило, в процессе гравитационного обогащения в концентрат выделяются пустые минералы высокой плотности, в том числе магнитные фракции. Накопление их усложняет процесс доводки и получения товарной продукции. Имеющие технологии доводки концентрата сложны, энергоемки и требуют многоциклового переработки с последовательным удалением пустой породы по разным технологическим свойствам (магнитные, электростатические, и т.д.). В связи с этим актуальность приобретает разработка более совершенных и рациональных методов переработки шлиховых продуктов обогащения, позволяющих повысить показатели извлечения ценного компонента.

Для эффективного обогащения золотосодержащих концентратов и шлихов с высоким содержанием магнитных минералов в лаборатории ОПИ ИГДС разработан способ их обогащения в отсадочной машине с магнитной системой [1].

Сущность способа заключается в следующем: за счет действия магнитного поля в постели отсадочной машины происходит естественное накопление магнитных минералов и при достижении определенной концентрации постель приобретает магнитно-сфлуктурированную структуру, аналогичную обогащения золота на магнитном шлюзе, где происходит гравитационное осаждение золота.

В процессе исследований выявлено, что определяющим фактором эффективного извлечения золота при отсадке является обеспечение разрыхленного состояния постели. В свою очередь эффективность зависит от пропускной способности постели отсадочной машины, что зависит от способа воздействия магнитного поля на искусственно созданную магнитно-сфлуктурированную структуру.

В случае стационарного магнитного поля, образованного от постоянных магнитов, проходимость золота через постель снижена и склонна к забиванию за счет слипания магнитных частиц. Такая структура сложно поддается разрыхлению гидродинамическими силами (восходящие и нисходящие циклы отсадки). При усилении параметров отсадочного цикла, амплитуды и частоты, по площади отсадочной машины образуются зоны пробивания, и процесс разделения расстраивается. Следовательно, магнитное поле, создаваемое магнитной системой должно быть подвижным и должно обеспечивать относительную однородность постели по всей эффективной площади отсаживания.

Наиболее рациональные условия обеспечения разрыхленности и однородности постели достигаются при использовании полюсопеременного магнитного поля [2].

Для этого нами разработан электроимпульсный источник для создания полюсопеременного магнитного поля, позволяющее обеспечить разрыхленное состояние постели, повышающего проницаемость сквозь постель для немагнитного ценного компонента (золота). Магнитные ячейки созданы расположением в перпендикулярных плоскостях постоянных магнитов и полюсопеременных электромагнитов. Полюсопеременное магнитное поле достигается изменением направления питающего тока, где последовательность образования магнитных линий показана в плане улавливающей постели отсадочной машины (рис. 1).

Процесс сегрегации тяжелых минералов (золота) через магнитоструктурированную постель отсадочной машины изучался при различных значениях частоты смены полюсопеременного поля и циклов отсадки (амплитуды и частоты колебаний). Экспериментально получены рациональные режимы отсадки материала крупностью $-0,5$ мм: амплитуда отсадочной машины – 10 мм; частота полюсопеременного магнитного поля - 0,1 сек с напряженностью 200 А/м, при котором обеспечивается 100% прохождение через постель и извлечение тяжелого материала в камерный продукт.

На рисунке 2 представлена электромагнитная ячейка, установленная на решето отсадочной машины.

Предлагаемый способ испытан на лабораторной отсадочной машине МОД-0,2. На камеру отсадочной машины устанавливаются ячейки с расположением постоянных магнитов и электромагнитов. Исходные пески поступают на отсадочную машину и подвергаются разделению по плотности и по магнитным свойствам. При воздействии магнитного поля происходит естественное накопление в постели шлиховых магнитных

минералов с образованием определенной магнито-сфлуктуирующей структуры. При этом, в результате непрерывной перемены полюсов источника магнитного поля (электромагнитов) в ячейке образуется подвижная постель, тем самым достигается ее разрыхленное состояние. Таким образом, исключается забивание постели и благодаря обеспечению подвижности и разрыхленности постели под действием пульсирующих циклов отсадки обеспечивается проницаемость частиц золота через толщу постели в камерный продукт отсадки. А легкие и слабомагнитные минералы уносятся в хвосты [3].

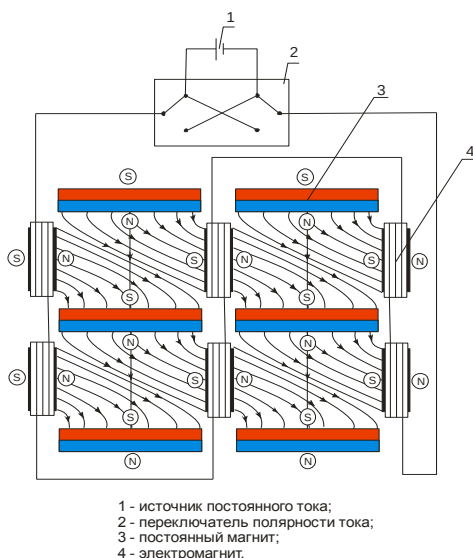


Рис. 1. Полусоперменное магнитное поле в рабочей камереотсадочной машины МОД-0,2



Рис.2. Электромагнитная ячейка

Были проведены испытания на отсадочной машине с магнитной системой на магнитных шлихах хвостов доводки Сарылахской обогатительной фабрики. Шлиховые продукты, в основном, представлены антимонитом, пиритом, арсенопиритом, пирротинном, сфалеритом, магнетитом, рутилом и т.д.

В натурных условиях цеха доводки Сарылахской СОФ по переработке руд Сентачанского месторождения получены результаты, повышающие качество концентратов. Оценка обогащения проводилась по степени концентрации, при обработке шлиха крупностью $-1+0,5$ мм степень

концентрации золота составила от 1,9 до 2,8, а для крупности -0,5+0 мм степень концентрации золота составила от 1,3 до 1,5.

Таким образом, разработанный в ИГДС СО РАН способ позволяет совмещать процессы магнитной сепарации и гравитационной доводки золотосодержащих концентратов в одном аппарате – отсадочной машине с магнитной системой.

Литература:

1. Патент РФ №2145523. Способ отсадки полезных ископаемых// Матвеев А.И., Чикидов А.И., Винокуров В.П.
2. Слепцова Е.С., Матвеев А.И. Способ переработки шлихов при отсадке в магнитном поле. // ГИАБ.- 2011.- №10.- с.276- 277.
3. Патент РФ №2416465. Способ отсадки полезных ископаемых в магнитном поле // Слепцова Е.С., Матвеев А.И., Елшин В.К., Федосеев С.М.

КОВШЕБУР, КАК ЗАМЕНА ШУРФОВ ПРИ РАЗВЕДКЕ РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Татаринов Д.М., Иванов А.А.

*Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г
Якутск*

Разведка россыпных месторождений полезных ископаемых (алмазов, золота, олова и др.) в основном приходится в арктической зоне северо-востока страны, где преобладает мощная толща многолетнемерзлых пород с особыми условиями для выбора техники и технологии буровых работ.

Основным способом поисковой и детальной разведки россыпных месторождений полезных ископаемых до настоящего времени является проведение значительного объема разведочных шурфов.

Шурф - вертикальная (реже наклонная) горная выработка, проведённая с поверхности земли для поиска и разведки полезных ископаемых с доступом в нее людей [1].

В практике геологоразведочных работ, при разведке россыпных месторождений полезных ископаемых в условиях многолетнемерзлых пород, широкое распространение получил буровзрывной способ проходки шурфов с подъемом породы ручными воротками (рис. 1) Выбор способа проходки шурфов в первую очередь зависят от горно-геологических условий участка разведки.



Рис. 1. Ручной подъем породы из шурфа, на примере АО «Алмазы Анабара»

Шурфы в зависимости от условий залегания россыпей и степени разведки проводятся сечениями 1,25 (1,0x1,25 м), 1,5 м², реже 3,2 и 4 м². При глубине шурфов до 5-10 м проветривание забоя после взрыва осуществляется за счет естественной тяги, при больших глубинах применяются ручные вентиляторы. Крепление стенок шурфа до глубины 1 м осуществляется деревянной крепью [1].

Шурфопроходческое звено, как при ручном, так и при механическом подъеме пробы из выработки состоит из трех человек. Цикл начинается с уборки породы в выработке и заканчивается взрыванием шпуровых зарядов определенного интервала. Средняя циклограмма проходки одного шурфа с сечением 4 м² и глубиной 20 м. приведена на (рис. 2).

Операции	Время	Время смены											
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Бурение	2 ч.												
Заряжение и взрывание	30 мин												
Проветривание	30 мин												
Уборка	6 ч.												
Крепление	2 ч												
Вспомогательные работы	30 мин												
Общее время		11 часов 30 мин											

Рис. 2. Средняя циклограмма проходки шурфа взрывным способом

Из циклограммы (рис. 2) видно, что проходка разведочных шурфов осуществляется с большим объемом ручного труда, при этом половина

рабочего времени уходит на уборку горной массы из выработки. При использовании же крана для подъема бады дополнительное время расходуется на монтаж и демонтаж оборудования.

Учитывая тенденции увеличения объема шурфопроходческих работ при разведке россыпных месторождений полезных ископаемых, актуальность совершенствования техники и технологии этих работ значительно возрастает для геологоразведочных организаций страны. В первую очередь это касается изыскания высокопроизводительных и безопасных способов сооружения горных выработок: бурения скважин большого диаметра, шурфо-скважин и т.д.

В этой связи одним из основных и перспективных направлений по совершенствованию существующей техники и технологии шурфопроходческих работ является возможность применения бурового способа.

В российской практике, по способу разрушения породы практическое применение для сооружения горных выработок (скважин большого диаметра, шурфо-скважин и др.) нашли следующие способы бурения: вращательный, ударный, ударно-вращательный, вибрационный и др.

Вращательный способ бурения скважин является наиболее распространенным способом и осуществляется в основном со следующими буровыми инструментами большого диаметра (шурфобурами) шнековыми, дисковыми, грейферами, колонковыми бурами и ковшебурами.

Из перечисленных способов вращательного бурения скважин большого диаметра перспективным на наш взгляд является применение технологии ковшового бур

Ковшовые буры (рис. 3) применяются в сыпучих и обводненных породах с содержанием до 40% валунов от общего объема породы. По сравнению с дисковыми и шнековыми бурами ковшовые шурфобуры характеризуются меньшей производительностью. Основным недостатком ковшового бура является необходимость в дополнительной мощности для углубления бура в горный массив. Но ковшовые буры имеют ряд преимуществ при бурении скважин в условиях водопритоков и неустойчивых стенок, по сравнению с другими бурами;



Рис. 3. Ковшовый бур

Такими как, повышение уровня условий рабочего состава, увеличение скорости уборки, уменьшение затрат времени на спуско-подъемные операции, уменьшение экономических затрат путем уменьшения рабочего состава и т.д.

Технология бурения ковшебурами при разведке россыпных месторождений полезных ископаемых в осложненных горно-геологических разрезах, в условиях распространения многолетнемерзлых пород, в криолитозоне не достаточно изучена, проведенные научно-исследовательские работы были направлены для применения в благоприятных горно-геологических условиях.

На Северо-Востоке России, на территории Республики Саха (Якутия), Магадана и Чукотки объемы разведки и добычи россыпных месторождений полезных ископаемых ежегодно увеличиваются и горно-геологическими компаниями такими как АО «Алмазы Анабара», ООО «АДК», АО «Якутскгеология», АО «Сусуманзолото» и др. стоит серьезная задача по совершенствованию технологии бурения скважин большого диаметра в условиях криолитозоны и суровых климатических условий окружающей среды, с целью повышения производительности, ускорения разведки, удешевления себестоимости, обеспечения безопасности разведочных работ.

В статье «Проблемы методики разведки россыпей золота» [2] авторами предпринята попытка привлечь внимание руководителей и геологов россыпных золотодобывающих предприятий к необходимости нового рассмотрения вопросов техники и технологии поиска и разведки

россыпных месторождений полезных ископаемых. По мнению авторов, комплексное изменение подходов может создать условия для привлечения на Северо-Восток крупного капитала, что, в конечном итоге, позволит кардинально увеличить россыпную золотодобычу.

В этом плане, продолжение комплексных научных исследований по совершенствованию технологии и методики применения ковшебура при разведке россыпных месторождений полезных ископаемых в условиях криолитозоны Северо-Востока России и Арктики, разработка новых конструкторских решений по режущей части, механизма отбора и выноса пробы, геомеханических моделей горного массива вокруг горной выработки имеет особую актуальность.

Литература:

1. Грабчак Л.Г. Горноразведочные работы / Л.Г. Грабчак. – М.: Высш. шк., 2003. – 661 с.
2. Проблемы методики разведки россыпей золота/Гольдфарб Ю.Б., Петров А.Н., Прейс В.К., Скурида Д.А. Золотодобыча, №165, Август, 2012 (<https://zolotodb.ru/articles/geology/mining/10719>).

ОБОСНОВАНИЕ ВЫБОРА БУРОВОГО ИНСТРУМЕНТА ДЛЯ УДАРНО-КАНАТНОГО БУРЕНИЯ ДЛЯ КРЕПКИХ ПОРОД

Татаринов Д.М., Иванов А.А.

*Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г.
Якутск*

Ударно–канатное бурение является одним из древнейших способов бурения. Технология ударно – канатного бурения заключается в ударах о забой бурильного долота и определяется несколькими параметрами основными которыми являются: вес снаряда, частота удара и высота подъема. Чем больше глубина скважины, тем меньше частота удара. При этом важно знать какие долота применять в тех или иных случаях и зависит это, как и в остальных видах бурения - от горных пород.

Бурильные долота для ударно-канатного бурения применяются в зависимости от твердости пород и подразделяются на:

- плоские
- двутавровые
- крестовидные

- округляющие

Долота плоские и крестовые служат для проходки твердых пород и валунно-галечниковых отложений.

Плоские и крестовые долота изготавливают из закаливающих сталей и закаливают лезвие (породоразрушающие кромки) на высоту не более 25 мм. В зависимости от крепости проходимых пород, лезвие долота могут иметь различный угол заострения в зависимости от проходимых горных пород: для проходки относительно мягких пород угол заострения (двугранный угол) — $70\text{--}30^\circ$, для твердых пород и валунно-галечниковых отложений — $110\text{--}130^\circ$.

Долота имеют разную форму применительно к различным по структуре породам. Бурение не очень твердых пород ведут плоским долотом, более твердых — двутавровым и с Z-образным лезвием.

Для бурения твердых трещиноватых пород служит крестовое долото, у которого два лезвия пересекаются под прямым углом, что препятствует его заклиниванию в трещине. Скругляющее долото используют также для проходки твердых пород, оно обеспечивает более правильную округлость скважины и дает хорошие результаты при проходке трещиноватых пород и валунно-галечниковых отложений. Эксцентричное долото разрабатывает скважины большего диаметра, чем размер лезвия.

Разрушение крепких пород существующими буровыми снарядами происходит при периодических свободных ударах породоразрушающего инструмента по забою и вследствие малой эффективности такого воздействия требует значительных затрат времени. В известных технических решениях, направленных на интенсификацию процесса разрушения породы, дополнительное воздействие сообщается забою с помощью вмонтированных в буровой снаряд вибрационных устройств, снабженных отдельной системой привода, либо отдельных масс, движение которых, как правило, вызывается действием сил инерции.

В первом случае буровой снаряд выполняется в виде долота или желонки, скрепленных с электромеханическим вибратором продольно направленного действия. Недостаток устройств такого типа состоит в необходимости спуска в скважину кабеля для электропитания двигателя.

Известно, что сопротивление крепких пород деформациям сдвига и растяжения почти в десять раз меньше, чем при сжатии, а их динамическая твердость в несколько раз меньше статической. Рассматривая с этой точки зрения процесс ударно-канатного бурения, в котором разрушение породы происходит при периодических ударах клинообразного лезвия долота по забою, можно заключить, что по характеру действующих на породу

нагрузок оно является наиболее рациональным. При этом малая скорость ударно-канатного бурения крепких пород объясняется недостаточной частотой динамического нагружения забоя (существующее оборудование не позволяет получить частоту ударов более 50 в 1 мин), а также тем, что энергия удара долота используется неэффективно, так как применяемые конструкции буровых снарядов обеспечивают такое перемещение долота в породе, при котором на скалывание расходуется лишь 20—30% энергии удара, а остальное идет на сжатие.

Из этого следует, что без увеличения массы бурового снаряда и его габаритов скорость ударно-канатного бурения крепких пород может быть повышена за счет увеличения частоты ударов долота по забою и его перемещения, при котором преобладающими были бы деформации скалывания (сдвига).

Самый значительный недостаток ударно-канатного способа – низкая скорость выполнения работ. Для увеличения скорости бурения в твердых породах ударно-канатным способом есть возможность применения следующих буровых инструментов:

Буровой снаряд (рис. 1, а), обеспечивающий дополнительно продольные удары, состоит из породоразрушающего долота, ударной штанги, раздвижной штанги и канатного замка. Ударная штанга имеет полый герметичный корпус, в котором смонтирован ударник с пружинами. На нижнем и верхнем торцах ударника размещены бойки, а в основаниях корпуса смонтированы наковальни. Пружины выбирают такой жесткости, чтобы в нерабочем положении имелся зазор между бойками и наковальнями.

В процессе бурения в результате основного удара долота по забою ударник приходит в колебательное движение, при котором в период контакта долота с породой бойки поочередно наносят серию разнонаправленных ударов по наковальням. Такой виброударный характер работы снаряда способствует интенсификации разрушения породы и исключает возможность заклинивания долота на забое.

Буровой снаряд (рис. 1, б) с дополнительным крутильным ударом отличается от известных тем, что кроме вертикальных ударов с его помощью можно воздействовать на забой крутильными ударами. Снаряд состоит из корпуса, во внутренней полости которого смонтирован ударник, породоразрушающего долота и пружины. Ударник снабжен 6 продольными выступами, которые входят в пазы корпуса, выполненные по винтовым линиям. В верхней части ударника расположен клиновой пояс, с которым закреплена штанга.

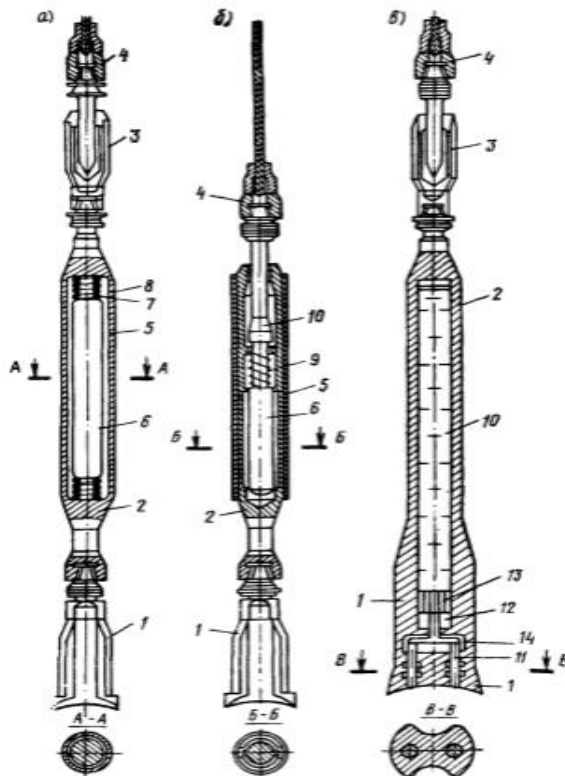


Рис. 1. а — буровой снаряд с дополнительными продольными ударами; б — буровой снаряд с дополнительным крутильным ударом; в — буровой снаряд с дополнительными рыхлителями; 1 — долото; 2 — ударная штанга; 3 — ножницы; 4 — канатный замок; 5 — корпус; 6, 10 — дополнительная масса; 7 — пружина; 8 — боек; 9 и 12 — пружина; И — рыхлители; 13 — поршень; 14 — траверса

Корпус выполнен с внутренним конусом, угол которого совпадает с углом клина пояса. Снаружи корпус закрыт обшивкой. Крепление штанги на канате осуществляется с помощью канатного замка.

Работа бурового снаряда осуществляется следующим образом. После сброса снаряд ударяет долотом по забою. В момент удара вследствие действия силы инерции клиновые пояса расклиниваются, ударник отделяется от корпуса и начинает скользить торцами выступов по винтовым пазам. Это перемещение осуществляется как за счет силы тяжести, так и за счет энергии, накопленной в пружине во время подъема

снаряда. Ударный импульс, в результате которого осуществляется поворот снаряда, происходит при ударе выступов по корпусу. Поворот подорозрушающего инструмента на некоторый угол вокруг его продольной оси, осуществляемый после каждого вертикального удара снаряда по забою, обеспечивает дополнительное скалывание породы, что позволяет повысить скорость бурения и добиться эффективного округления забоя, исключая случаи прихвата инструмента породой.

Буровой снаряд (рис. 1, в) с дополнительными рыхлителями позволяет производить опережающее рыхление породы путем образования в забое кольцеобразного углубления. Снаряд состоит из породоразрушающего долота и штанги с герметизированной полостью, в которую может быть залита жидкость или помещена дополнительная ударная масса. В нижней части полости штанги имеется выступ, на котором размещены пружина и поршень. Внутренняя часть долота снабжена прямоугольной полостью, сквозными отверстиями и смонтированными в них соответственно траверсой и пикообразными рыхлителями. Отверстия имеют уплотнения, препятствующие проникновению бурового шлама в полость. Шток жестко соединяет траверсу с поршнем. После сброса снаряд ударяет долотом по забою. В момент удара жидкость или дополнительная масса продолжает двигаться вниз и производит удар по поршню. Вследствие этого удара рыхлители получают ускорение и внедряются в породу забоя. Малая суммарная масса поршня, штока и рыхлителей обеспечивает достаточно высокую скорость движения этих элементов, которая в сочетании с незначительной лобовой площадью рыхлителей позволяет им эффективно внедряться в забой. При повторном сбросе снаряд канатным замком поворачивается на некоторый угол, поэтому в процессе бурения рыхлители внедряются в новые точки забоя и постепенно образуют в нем кольцеобразное углубление. Снаряд позволяет увеличить скорость проходки крепких пород за счет уменьшения усилий, необходимых для скалывания породы при основном ударе долота, так как он наносится по забою с предварительно нарушенной структурой.

ЦИФРОВЫЕ ТЕХНОЛОГИИ В БУРЕНИИ СКВАЖИН

Тимофеев Н.Г.

*Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г.
Якутск, n.g.timofeev@s-vfu.ru*

Автоматизация производства — это процесс в развитии машинного производства, при котором функции контроля и управления, ранее выполнявшиеся человеком, передаются техническим-цифровым устройствам (средствам и приборам автоматизации).

Цели автоматизации производства следующие: сокращение численности обслуживающего персонала, иногда при снижении уровня его квалификации; повышение качества продукции; снижение расходов сырья и различных видов энергии; сокращение отходов производства; повышение ритмичности производства; повышение производительности труда; увеличение объема выпускаемой продукции; улучшение труда обслуживающего персонала и устранение вредных факторов, влияющих на здоровье работников; улучшение экологии производства [1].

Автоматизация буровых технологий, некогда полностью механизированных сложных и трудоемких процессов бурения скважин, в котором человеческий труд был незаменимым, сегодня, благодаря развитием современных цифровых технологий становится возможным. Цифровые технологии играют важную роль по достижению высокой производительности и безопасности. Основным из способов повышения эффективности и производительности буровых работ является контроль за оптимальными параметрами режима и управление процессом бурения, следовательно, направлением совершенствования процесса бурения скважин различного целевого назначения (на твердые полезные ископаемые, на воду, на нефть и газ, инженерно-изыскательские) является разработка современной программы и внедрение автоматизированной системы для математического моделирования всего процесса бурения скважин при различных горно-геологических и климатических условиях работ буровыми установками.

Благополучность процесса бурения скважин напрямую зависит от режимов бурения - рационального, оптимального и специального. Основные параметры режимов бурения, следующие [2]:

- Осевая нагрузка – сила, приложенная по оси бурового снаряда к породоразрушающему инструменту на забое скважины;

- Частота вращения коронки рассчитывается, исходя из рекомендуемых значений окружной скорости ω коронки, которые принимаются тем больше, чем меньше диаметр коронки;

- Расход очистного агента – величина, показывающая расход очистного агента (л/мин) в процессе бурения за определенное время.

Каждый из режимов подбирается индивидуально на каждое месторождение полезных ископаемых и на каждый фронт работы в зависимости от типа и диаметра породоразрушающего инструмента, методики ведения буровых работ, параметров и конструкции скважины, используемого оборудования и инструмента.

Необходимость автоматизации расчетов оптимальных параметров режима бурения очевидна, поскольку она не требует много времени и материальных затрат на проектирование режимов бурения. Кроме того, алгоритм может быть использован для проверки любой частной модели процесса бурения на адекватность и непротиворечивость.

Автоматизация процесса бурения играет важную роль для научно-технического прогресса в проведении геологоразведочных работ. С появлением управляющей микропроцессорной техники и созданием на ее основе систем компьютеризированного управления мы получили возможность улучшения управления процессом в практике

В мире с каждым годом появляются новые возможности для упрощения управления бурением. С целью оптимизации бурения проводят глубокие исследования, выпускают новые виды микропроцессоров. Микропроцессоры-это программные устройства, которые позволяют обрабатывать, показывать информацию в компьютере.

Разные виды систем компьютеризированного руководства процессом бурения разведочных скважин на твердые полезные ископаемые, позволяют не только вести само бурение, но и накапливать, подвергать обработке информации процесса бурения, а также контролировать состояния всех рабочих механизмов.

Компьютеризация в первую очередь должна гарантировать безопасность ведения работ, во-вторых увеличить объем, и в-третьих уменьшить себестоимость всей продукции бурения.

Введение новейших приборов, узлов и механизмов значительно улучшит технико-экономические показатели. В настоящее время в разведывательном бурении остаются существенные запасы увеличения производительности работ и совершенствования основных показателей. Естественно, данные запасы состоят именно в автоматизации.

На сегодняшний день, в условиях усиленного развития производства стремительно увеличивается давление на рабочих. Принимая во внимание тот, факт, что с глубиной повышается и ответственность за принятые решения, увеличивается нагрузка на главного-бурильщика. В настоящее время из-за человеческих факторов, ошибок и тому прочих период простоя составляет 5-7% от общего проектного времени.

Благодаря широкого внедрения цифровых технологий в буровое дело, достигается [2]:

- повышение производительности и безопасности при ведении буровых работ буровыми установками по различным горно-геологическим и климатическим условиям;
- постоянный контроль за процессом бурения скважин различного целевого назначения;
- математическое моделирование процесса бурения скважин;
- проектирование паспорта скважины и геолого-технического наряда;
- решение научно-производственных задач по оптимизации процесса бурения;
- снижение осложнений и аварий при бурении скважин, путем соблюдения оптимальных режимов бурения;

Использование цифровых технологий и автоматизация основных узлов бурового оборудования позволяет:

- контролировать буровую бригаду;
- минимизировать технологические простои;
- уменьшает патологии технологических процессов и отступления от ГТН;
- повышает технико-экономические показатели бурения скважин;
- постоянное наблюдение и контроль над возможностью сторониться от грубых погрешностей и аварийных ситуаций.
- автоматизированное получение данных с КИП процесса бурения;
- распознавание в автоматическом порядке осложнений и аварий;
- вывод световой и звуковой аварийной сигнализации;
- вывод сообщений для бурильщика в бегущей (информационной) строке;
- двустороннюю связь с компьютером для передачи/приема информации.
- удаленный мониторинг (в кабинете) хода бурения скважины;
- передачу уведомлений (советов, управляющих предписаний) оператору на буровой;

- одновременный контроль процессом работы с нескольких рабочих зон.

Все без исключения параметры хода бурения постоянно показываются в мониторе оператора согласно по времени и глубине.

Технология бурения, в особенности глубоких скважин и в осложненных условиях, проходящий в обстоятельствах существенной неопределенности, подвергается значительным и непредвиденным возмущающим воздействиям, сущность которых – как горно-геологические, так и технико-технологические условия ведения работ.

Буровики понимают в какой степени проектный геологический разрез отличается от рационального. Бурильщику доводится отступать от проектных условий, применяя собственный навык и профессионализм, для того чтобы своевременно выявить и контролировать режимы бурения, изменение группы буримости пород, технологические осложнения и т.д..

Литература:

1. Автоматизация технологических процессов: учебник для студ. учреждений сред. проф. образования / Л.И. Селевцов, А. Л. Селевцов. 3-е изд., стер. М. : Издательский центр «Академия», 2014. 352 с.

2. Технологические измерения и автоматизация процесса бурения: Г.С. Бродов, д.т.н. И.Г. Шелковников, д.т.н. Э.К. Егоров, к.т.н.; ФГУ НЛП «Геологоразведка», Санкт-Петербургский горный институт. СПб. 2004. 105 с.

СОВРЕМЕННАЯ ЗАРУБЕЖНАЯ ТЕХНОЛОГИЯ ПРИ РАЗВЕДКЕ РОССЫПЕЙ В УСЛОВИЯХ КРАЙНЕГО СЕВЕРА

Тимофеев Н.Г.¹, Шестаков И.М.², Скрыбин Р.М.¹

*1 – Северо-Восточный федеральный университет, г. Якутск,
nq.timofeev@s-vfu.ru*

2 – ООО «АДК», г. Якутск, shestakovim@mail.ru

ООО «АДК» УК ООО «Арктик Капитал» ведет активные геологоразведочные работы на россыпных месторождениях золота. Месторождения расположены на Северо-Востоке Республики Саха (Якутия), в северной части Куларского золотоносного района, в бассейне руч. Суор-Уйалаах, левого притока р. Яны. В административном

отношении площадь объекта входит в состав МО «Усть-Янский улус (район)» Республики Саха (Якутия) и удалена к северо-западу на 400 км от административного центра улуса - пос. Депутатский и на 40 км от ликвидированного пос. Северный.

Климат района арктический с перепадами температур от -56°C в январе до $+30^{\circ}\text{C}$ в июле. Среднегодовая температура составляет $-8-12^{\circ}\text{C}$, среднегодовое количество осадков 225-332 мм. Месторождение целиком расположено в зоне развития многолетнемерзлых пород, нижняя граница которых в районе залегает на глубине более 300 м. Максимальная глубина сезонной оттайки (август) не превышает 1,0-1,2 м. Самые низкие температуры фиксируются на глубине 4-5 м ($-12-15^{\circ}\text{C}$). Глубже температуры постепенно повышаются и на глубине залегания промышленного пласта россыпи составляют $-7-9^{\circ}\text{C}$.

Большая часть производственного объема выполняется в зимнее время года (буровые работы планируются с середины октября по апрель посезонно), что усложняет технологию горно-разведочных работ, организацию и диктует особые условия выбора той или иной техники и технологии разведочных работ.

Разведочные работы на месторождениях на всех стадиях выполняются бурением скважин станками типа БУ-20-2УШ. Средний диаметр скважин – 194 мм. Бурение производилось плоским долотом с длиной лезвия 192 мм, извлечение шлама поршневой двухманжетной желонкой.

Учитывая тенденции увеличения объема бурения скважин большого диаметра при геологоразведочных работах, актуальность совершенствования техники и технологии этих работ значительно возрастает. В первую очередь это касается изыскания современных, высокопроизводительных и безопасных способов сооружения горных выработок: бурения скважин большого диаметра, шурфо-скважин и т.д.

Бурение шурфо-скважин (скважин большого диаметра) при разведке россыпных месторождений полезных ископаемых в условиях криолитозоны из-за преобладания осложненных горно-геологических (валунно-галечниковые отложения) и климатических условий в основном осуществляется ударно-канатным способом. Однако, учитывая трудоемкость, низкое качество и достоверность геологической информации, получаемой при бурении скважин ударно-канатным способом, существует вероятность искажения данных разведываемого месторождения.

В этом направлении, одной из приоритетных задач совершенствования технологии бурения скважин большого диаметра (шурфо-скважин) в

осложненных горно-геологических условиях представляется применение комбинированного (ударно-вращательного) способа бурения с использованием пневмоударников, который позволит повысить производительность труда и обеспечить качественный отбор пробы из скважины.

В компании ООО «АДК», для решения поставленной задачи, по повышению и оптимизации производительности, внедряется в геологоразведочные работы по поиску россыпных месторождений полезных ископаемых современная зарубежная мобильная буровая установка SCHRAMM (производство США).

Особый интерес к МБУ SCHRAMM T450GT вызвано тем, что установки зарекомендовали себя как одни из наиболее надежных гидрофицированных буровых установок с верхним силовым приводом, что подтверждается успешным опытом их эксплуатации в условиях Урала, Сибири, Якутии и Дальнего Востока России.



Рис. 1. Самоходная буровая установка SCHRAMM T450GT

Самоходная буровая установка SCHRAMM T450GT (СБУ) (рис.1) на гусеничном шасси предназначенная для бурения скважин текущей и опережающей эксплуатационной разведки методом обратной продувки (RC бурения) до глубины до 250 метров, представлена специально для

ООО «АДК» в комплектации «СЕВЕР» и допускается к работе при температурах $-40...+45$ °С без ограничений в гарантии, которая дополнительно включает [1]:

- закрытое исполнение моторного отсека;
- ПЖД двигателя;
- утепленную кабину оператора;
- систему автоматической централизованной смазки
- технологические жидкости и масла;
- обогрев АКБ, топливного бака, гидробака, бака лубрикатора
- доохладитель воздуха;
- система автоматического управления производительностью компрессора, (рис.2).

СБУ является многофункциональной буровой установкой и обеспечивает бурение, в том числе с прямой продувкой/промывкой скважин диаметров до 380 мм при комплектации соответствующим буровым насосом или дополнительным компрессором, или колонковое бурение PQ/HQ/NQ при комплектации дополнительным вращателем и трубооборотом. Средняя глубина бурения на прииске «Кристалл» на россыпном месторождении золота - 65 метров при диаметре 146 мм.



Рис. 2. Система оптимизации производительности компрессора Air-Control™ позволяет экономить до 12% топлива

Компанией возложены большие требования и ожидаются высокие результаты от внедрения самоходной буровой установки SCHRAMM T450GT (СБУ). Планируется проведение постоянных научно-исследовательских сопровождений по внедрению SCHRAMM T450GT в производство в условиях Крайнего Севера.

Литература:

1. Технический паспорт самоходной буровой установки SCHRAMM T450GT (СБУ)

О ПРИРОДНОМ И НОРМАТИВНОМ КАЧЕСТВЕ ЭНЕРГЕТИЧЕСКОГО УГЛЯ МАЛЫХ РАЗРЕЗОВ СЕВЕРА ЯКУТИИ

Федоров В.И.¹, Гаврилов В.Л.^{1,2}

*1 - Институт горного дела Севера им. Н. В. Черского СО РАН,
Якутск, fonariwe@rambler.ru*

2 - Институт горного дела СО РАН, Новосибирск, gvlugorsk@mail.ru

Государственным балансом запасов только в полярных районах Якутии учтено 15 месторождений угля с запасами более 630,0 млн. т. Имеются многочисленные угольные проявления. При существующем и перспективном уровне потребления (1-2 млн. т в год) этого достаточно для очень большого периода времени. В настоящее время в центральной и северной части Республики Саха добычу угля ведут Зырянский, Джебарики-Хайинский, Харбалахский, Кангаласский, Кировский, Кемпендяйский разрезы. Усилиями ГУП ЖКХ РС (Я) возобновлена работа на Белореченском разрезе, рассматривается возможность создания малых предприятий на Куларском и Краснореченском месторождениях.

В параметрах составляющих понятие конкурентоспособности полезных ископаемых выделяется группа, характеризующая различные аспекты качества минерального сырья [1]. Применительно к углю это могут быть подгруппы показателей: назначения, однородности, сохраняемости, технологичности, транспортабельности, экологичности, безопасности. Использование такого перечня показателей усложняет работу предприятий по разведке месторождений, добыче угля, его сжиганию, но способствует более полному использованию природного потенциала топлива.

На три из шести действующих добывающих предприятий центральной и северной частей Республики Саха (Якутия) распространяется действие ГОСТ 32345-2013, в котором рассмотрена лишь незначительная часть из этого перечня. Угли при поставках потребителям для энергетических целей должны быть не хуже регламентируемых только по трем параметрам: предельной крупности кусков, зольности и рабочей влажности. Зольность A^d для Джебарики-Хайского месторождения не

должна быть более 17,0 %, Зырянского – 21,0 %, Кангаласского – 18,0 %. Регламентируемая рабочая влажность добываемого угля носит, по сути, информационный характер и для действующих многозвенных схем поставки с длительными сроками доставки навалом и хранения на открытых складах не актуальна. Аналогичная ситуация характерна и для других разрабатываемых месторождений, где качество добываемого угля определяется местными техническими условиями.

Разрезы ориентированы на удовлетворение ограниченного спроса со стороны потребителей обширного, труднодоступного, но мало населённого региона, в первую очередь жилищно-коммунального комплекса муниципальных образований. Доставляемое по сложным логистическим схемам топливо сжигается по слоевым технологиям в котельных и бытовых печах. Данный факт слабо учитывается при формировании требований к качеству топлива. Уголь отгружается только в рядовом виде. Плановая крупность кусков находится в пределах 0–300 мм, а содержание видимой породы в угле не должно превышать 2,0%. Другие характеристики, характеризующие эффективность использования топлива, например, низшая теплота сгорания на рабочее топливо, или гранулометрический (количество мелких фракций) и минеральный состав угольной массы не отражаются, несмотря на их влияние на потери при утилизации топлива (просыпи мелких фракций через колосниковые решётки, вынос несгоревшего мелкого угля с газами).

Исследования, проведенные в том числе с участием авторов, показали, что качество угля в недрах по средним характеристикам часто выше того уровня, который регламентируется стандартом или техническими условиями предприятий. Представленные на примере зольности угля сведения иллюстрируют это (табл. 1).

Из-за практически монопольного положения крайне ограниченного числа поставщиков угля в труднодоступные районы Якутии вопросам управления его качеством уделяется мало внимания. Применение традиционного валового подхода к выемке угольных пластов ведет к повышенному разубоживанию. Неоднородность качественных характеристик в пространстве отрабатываемых пластов учитывается не в полной мере. Основные свойства отгружаемого угля (зольность, теплота сгорания) варьируют во времени от партии к партии. Входному контролю качества и обеспечению требуемого для котельных гранулометрического состава внимание уделяется не достаточно. Нет сквозного мониторинга изменений качества угля и его объёмов в цепочках поставок. В процессе длительной транспортировки и хранения угля возникают значительные

количественные потери, дополняемые ухудшением потребительских свойств топлива по сравнению с природным уровнем.

Таблица 1

Зольность угля месторождений центра и севера Якутии A^d , %

Месторождение/разрез	ГОСТ, 32345-2013, не более	Среднее значение	Стандартное отклонение/диапазон	Коэффициент вариации
Надеждинское/Зырянский (пласт 32)	21,0	16,0	5,1	29,9
Джебарики-Хайинское/Джебарики-Хайя (пласт 1+2)	17,0	11,0	3,0-40,0	Н.д.
Харбалахское/Харбалахский (пачка верхняя/нижняя)	14,0	12,0/9,9	6,3-34,5/5,8-16,3	Н.д.
Кангаласское/Кангаласский (пласты «Верхний»/«Нижний»)	18,0	13,0/14,0	6,0-25,0	Н.д.
Кемпендяйское/Сунтарский	нет	Н.д.	4,0-13,0	Н.д.
Кировское/Кировский (пласты 1,2)	нет	11,7/13,9	4,4-29,4	Н.д.
Краснореченское (Соголох)/-	нет	14,3	8,6	59,7
Таймыльское/-	нет	7,3	2,0	27,3
Куларское/-	нет	30,0	9,4	31,5
Уяндинское/-	нет	26,5	9,6	36,2

Проведенный анализ показал, что при подготовке документов, регламентирующих базовый уровень качества энергетического топлива, горно-геологические особенности обрабатываемых пластов, имеющиеся у всех участников схем поставок технологические и организационные возможности улучшения потребительских свойств, учтены не полностью. Разрезы в таких условиях не заинтересованы в повышении качества угля и полноте использования его геологического потенциала. У реальных и потенциальных покупателей из-за недостаточного уровня информированности о природном и технологически достижимом уровне качества возможности для аргументации повышенных требований к свойствам топлива ограничены. Заказчик по ряду причин часто не имеет реальных рычагов воздействия на производителя. Кроме этого сужается

круг заинтересованных в угле предприятий, происходит замещение местного топлива дорогостоящими альтернативными видами энергии.

Устранение данного противоречия возможно за счёт достижения реального, а не бумажного компромисса между интересами добывающих предприятий и конечными потребителями угля. В Якутии это могут быть уполномоченные государством организации, через которые производится финансирование «северного» завоза топлива и управление им, например, ГУП ЖКХ РС (Я). Это вполне логично и оправдано, так как основными потребителями угля в труднодоступных районах Якутии в основном являются муниципальные котельные. По аналогии с крупными промышленными потребителями угля в рамках ГУП после соответствующей оценки возможно создание централизованной службы технического контроля, организующей с помощью независимых экспертов работу в рассматриваемом направлении. С привлечением такой службы целесообразна организация и комплексного управления качеством, учитывающего интересы и возможности всех участников схем поставок угля, а также то, что нормируемый действующими нормативными документами уровень качества поставляемого в труднодоступные районы угля находится, как правило, на более низком уровне, чем тот, который может быть достигнут.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и Субъекта РФ – Республики Саха (Якутия) в рамках научного проекта № 18-45-140048 п. а.

Литература:

1. Геотехнологии открытой добычи на месторождениях со сложными горно-геологическими условиями / Батугин С.А., Литвинцев В.С., Ческидов В.И. и др. - Новосибирск: Изд-во «Гео», 2013. 308 с.

ВЫБОР СПОСОБОВ КРЕПЛЕНИЯ РЕЗЦОВ БУРОВОЙ КОРОНКИ ПО ПАРАМЕТРАМ РЕЗЦЕУДЕРЖАНИЯ НА МАКЕТАХ

Федоров И.В., Федоров Л.Н.

*Институт горного дела Севера им. Н. В. Черского СО РАН, г. Якутск,
silt31@mail.ru*

Основу крепления резцов в буровой коронке составляют несколько основных элементов: сварка, пайка, наличие бокового упора и клиновой зажим.

Комбинируя эти основные элементы можно получить новые способы крепления пластин-резцов к корпусу коронки:

1 - сварка хвостовика к корпусу коронки и последующая пайка с резцом в пазу при наличии упора;

2 - сварка хвостовика к корпусу коронки и последующая пайка с резцом в пазу без упора;

3 - сварка к корпусу коронки хвостовика с припаянным резцом при наличии упора;

4 - сварка к корпусу коронки хвостовика с припаянным резцом без упора;

5 - пайка хвостовика к корпусу коронки и последующая пайка с резцом в пазу при наличии упора;

6 – пайка хвостовика к корпусу коронки с припаянным резцом в пазу при наличии упора.

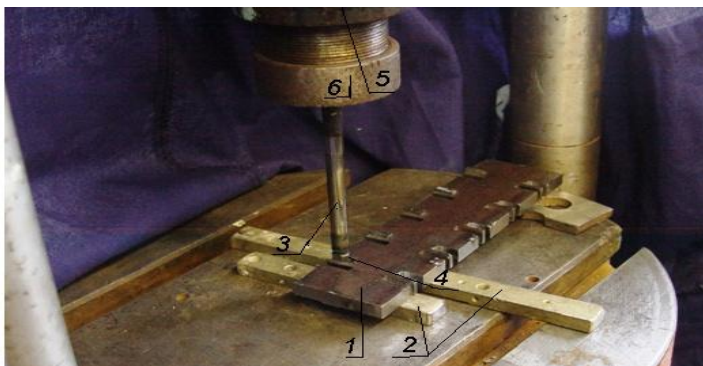


Рис. 1. Испытание на срез резцов, установленных в пазы и прикрепленных некапиллярной пайкой: 1 – корпус макета; 2 – подложки; 3 – проставка со шляпкой; 4 – резцы твердосплавные; 5 – корпус тензодатчика; 6 – обойма зажимная

Испытания способов крепления резцов на коронке представляют собой значительные трудности, поэтому ранее разработанной методикой, было принято решение проводить испытания на макетах. Экспериментальные работы проводились на модифицированном электрическом прессе ДМЗ0, снабженном с тензометрическим силомером, подключенным к измерительной системе бурового стенда. Суть испытаний на срез заключается в выдавливании резца с приваренным или припаянным в пазу хвостовиком. Каждому способу проведено по 5 испытаний.

Для проведения этих испытаний изготовлено устройство, включающее корпус макета 1, подложки 2, проставку 3, твердосплавную пластину-резец 4, корпус тензодатчика 5 и обойму зажимную 6 (см. рис. 1).

Таблица 1

Средние значения прочности шести способов крепления твердосплавных
пластин-резцов в пазу корпуса макета

№№ наименований способов крепления	Статистическая характеристика				
	Рср	σ	Квар	Vmax	Vкр
1	20420	1,55	7	1,28	1,87
2	12500	1,88	14	1,44	1,87
3	21080	1,8	8	1,6	1,87
4	11120	0,41	3,7	1,65	1,87
5	8800	1,8	10	1,1	1,87
6	12850	1,5	11	0,9	1,87

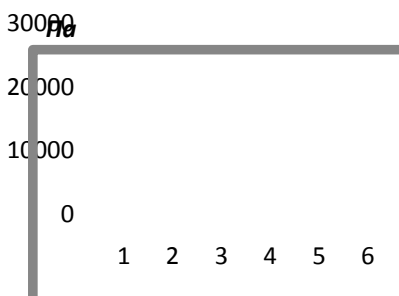


Рис. 2. Диаграмма прочности на срез способов крепления резцов: 1 - сварка хвостовика к корпусу макета и последующая пайка с резцом в пазу при наличии упора; 2 - сварка хвостовика к корпусу макета и последующая пайка с резцом в пазу без упора; 3 - сварка к корпусу макета хвостовика с припаянным в пазу резцом при наличии упора; 4 - сварка к корпусу макета хвостовика с припаянным в пазу резцом без упора; 5 - пайка хвостовика к корпусу макета и последующая пайка с резцом в пазу при наличии упора; 6 - пайка хвостовика к корпусу макета с припаянным резцом в пазу при наличии упора

Усилие прессы через проставку 3 выдавливает пластину из паза, срезая шов сварки. Усилие среза, зафиксированное тензодатчиком прессы, передается на тензоусилитель и регистрируется на мониторе ПК. Испытанию подвергаются шесть способов крепления, для удобства, пронумерованные в растущем порядке. Средние значения прочности шести способов крепления твердосплавных пластин-резцов в пазу корпуса макета приведены в табл. 1.

По данным (табл. 1) построена сравнительная диаграмма прочности на срез всех шести способов крепления (рис. 2).

Заключение. В результате анализа полученной диаграммы для последующего исследования прочности креплений на коронках отобраны следующие способы крепления: сварка хвостовика к корпусу макета и

последующая пайка с резцом в пазу при наличии упора (поз.1) и пайка хвостовика к корпусу макета с припаянным резцом в пазу при наличии упора (поз.6).

РАЗРАБОТКА МЕТОДИКИ СРАВНИТЕЛЬНЫХ ИСПЫТАНИЙ НА РЕЗЦЕУДЕРЖАНИЕ НОВЫХ РАЗЪЕМНЫХ СПОСОБОВ КРЕПЛЕНИЯ РЕЗЦОВ БУРОВЫХ КОРОНОК

Федоров Л.Н., Федоров И.В.

*Институт горного дела Севера им. Н. В. Черского СО РАН, Якутск,
igds@ysn.ru*

Резцеудержание понятие комплексное, которое характеризует сопротивление узла крепления силам резания, вырывающим резец из гнезда установки. Забойные силы резания при бурении действуют на резец как силы сжатия, сдвига (среза) и разрыва (отрыва). Сила осевого сжатия обычно воспринимается корпусом гнезда и при любом способе крепления решается конструктивно. Способность крепления сопротивляться силам среза (сдвига) и разрыва (отрыва) можно оценить измерением его прочности, прикладывая соответствующие разрушающие нагрузки и измеряя их значения. Целью настоящей работы является разработать методику определения критических значений прочности различных способов крепления буровых резцов и выбора из них 2-3-х для испытания на буровых коронках.

Нами рассматриваются комбинированные крепления, включающие механический зажим, сварку, пайку, пайку припоем ТП-1М и конструктивные элементы, которые являются основными элементами креплений. Различные сочетания этих элементов друг с другом, образуют разнообразные способы крепления. Однако анализ с целью выбора из них по критерию прочности для дальнейшего исследования позволил исключить те способы, которые одновременно включают два слабых фактора, например пайку и отсутствие бокового упора на дне паза. Вот краткое описание отобранных способов крепления.

- 1 - сварка хвостовика с последующей пайкой резца в пазу с упором;
- 2 - сварка хвостовика с последующей пайкой резца в пазу без упора;
- 3 - сварка хвостовика с припаянным резцом вне паза с упором;

4 - сварка хвостовика с припаянным резцом вне паза без упора;

5 - пайка хвостовика с корпусом коронки с последующей пайкой с резцом в пазу с упором;

6 - пайка корпуса коронки с хвостовиком, припаянным к резцу вне паза с упором.

Изготовление реальных коронок с различными способами креплений и проводить на них испытания множества креплений представляет собой технологически трудоемкую задачу. Поэтому методикой предусматривается в качестве экспериментальной задачи на макетах проводить испытания прочности креплений резцов на срез. На макетах эти усилия имитируются усилием давления пресса через пята с шариком с фиксацией критических усилий на ПК. Кроме того вместо алмазных двухслойных пластин (АТП) с твердосплавной подложкой толщиной порядка 4 мм, в креплениях применяем твердосплавные пластины, так как и в коронках с АТП твердосплавная подложка является несущим нагрузкой элементом крепления. Для достижения поставленной цели используются приборы и установки, которые описаны в отчетах лаборатории прошлых лет [1]. Испытания способов крепления резцов на отрыв и срез (сдвиг) проводятся на модифицированном электрическом прессе ДМ30, снабженном с тензометрическим силомером, подключенным к измерительной системе бурового стенда. Для проведения сварочных работ резцов применяется аппарат ручной сварки РЕСАНТА САИ-190К, а для пайки резцов - электролизный аппарат сварки и пайки Лига 02 и припой ТП-1М [2]. Это листовой трехслойный тугоплавкий припой для пайки твердых сплавов, толщиной 0,8 мм, позволяющий для съема резцов прорезать механическим способом по шву пайки необходимые щели.

Проведение сравнительных испытаний способов крепления на макетах позволяет испытать все возможные комбинации основных элементов крепления резцов буровых коронок. Для этого изготавливаются макеты способов крепления. На макетах посадочные места резцов идентичны имеющимся гнездам на коронках, а резцы твердосплавные, как и подложки АТП. Поэтому прочность креплений резцов на макетах при одинаковой технологии крепления принимается также идентичной. Однако при этом многократно упрощается технология их изготовления и проведения испытаний на прочность. Разработаны и изготовлены макеты четырех способов разъемного крепления резцов с упором (рис. 1) и двух способов – без упора. Из рисунка видно, что макет состоит из корпуса 1, резцов 2, с прикрепленным пайкой 3 в или вне паза хвостовиком 4. Резцы прикреплены к корпусу макета сварным или паяным швом 5. Если

способы крепления выполнены с упором, то на дне паза выполняется боковой упор 6, прикрепленный к корпусу макета сварным швом 7.

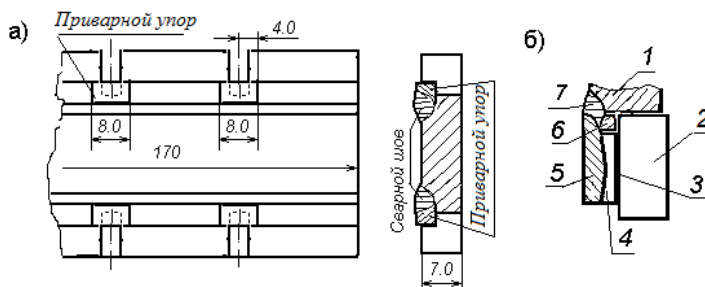


Рис. 1. Макеты креплений с боковым упором на дне паза: а) – корпус макета креплений; б) – вид на разрез макета крепления: 1 – корпус макета; 2 – резец; 3 – шов пайки; 4 – хвостовик стальной; 5 – шов сварки или пайки; 6 – боковой упор; 7 – сварной шов

При этом резец установлен в паз таким образом, что часть его боковой стороны образует с боковым упором плотный контакт. В коронке и на макете высота упора определяет высоту шва привариваемого хвостовика, следовательно, и уровень теплового действия на пластину-резец, т.е. с этой точки зрения шов должен быть минимальным. Однако он должен быть достаточным, чтобы удерживать пластину-резец при ослаблении клинового зажима из-за деформации корпуса коронки. Наибольшее сопротивление сдвигу от воздействия стенок скважины и керна оказывает боковой упор, благодаря наличию угловых зон и дополнительной горизонтальной плоскости среза по дну паза. Кроме того цельный материал ступеньки дна паза значительно прочнее, чем пористый с множеством различных газовых включений и микродефектов паяный или даже сварной шов. Поэтому уменьшение его высоты и, соответственно, увеличение высоты упора на дне паза вызывает только повышение общей прочности крепления. Таким образом, для усиления крепления с пайкой хвостовика резца к корпусу коронки необходимо дно паза выполнять с боковой упорной стенкой.

Выше было сказано, что с упором способность крепления сопротивляться сдвигу повышается. Только по этой причине можно рекомендовать делать крепление сваркой и пайкой с боковым упором. Заметим также, что с уменьшением длины сварного шва, уменьшается и время воздействия высокой температуры. Следовательно, можно

также предположить, что снизится и максимальная температура нагрева твердого сплава, что также говорит о целесообразности повышения высоты бокового упора. Но с другой стороны повышение высоты упора вызывает уменьшение хвостовика, посредством которого резец крепится к корпусу коронки. Причем крепление хвостовика сваркой или пайкой универсально в плане сопротивления силам любого направления, а боковой упор – это сопротивление силам, действующим только в направлении перпендикулярном оси коронки.

Для проведения испытаний новых креплений на срез изготавливают устройство, включающее корпус макета 1 и резец 2 с хвостовиком 3, закрепленным в пазу корпуса сварным или паяным швом 4, подложки 5, нижнюю плиту 6, пята 7 и шарик 8, см. рис. 2. Прочность шва 4 определяется выдавливанием резца 2 усилием P от пресса.

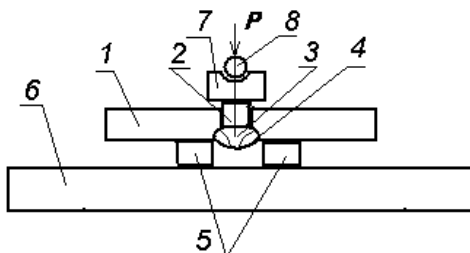


Рис. 2. Устройство для испытания креплений резцов на срез (сдвиг): 1 – корпус макета; 2 – резец твердосплавный; 3 – хвостовик стальной; 4 – шов сварки или сваркопайки; 5 – подставки; 6 – плита пресса нижняя подвижная; 7 – пята; 8 – шарик; P – сила давления пресса

На прессе величина усилия P фиксируется его силоизмерителем на мониторе с сохранением в памяти компьютера, что позволяет проводить необходимую последующую обработку полученных данных. При этом необходимо следить за целостью резца, при разрушении которого как может быть за счет заклинивания его осколков ложное увеличение прочности крепления, так и его недооценка, из-за преждевременного спада усилия P , ввиду разрушения резца. Количество опытов принимается на предварительных испытаниях расчетом, приняв коэффициент вариации равным 10% [2]. Высота бокового упора в пазе корпус макета должно ограничиваться условием прочности крепления хвостовика. Некоторое увеличение высоты упора в корпусе коронки необходимо при подъеме снаряда сквозь завалы или

спуске в зауженную скважину, а также при бурении трещиноватых пород, вызывающих вибрацию бурового снаряда.

Таким образом, по новой методике сравнительные испытания креплений резцов на макетах, не снижая их качество, существенно упрощаются, чем это было бы на коронках, а изготовление самих макетов и устройств их закрепления на прессе менее трудоемко.

Литература:

1. Исследование разупрочнения поверхностного слоя породы в зависимости от шероховатости и температуры при нагреве трением фрикционных элементов породоразрушающего инструмента: отчет о НИР /ФГБУН ин-т горн. дела Севера им Н.В. Черского СО РАН; рук. Ермаков С.А. Якутск, 2008. 68 с.

2. ГОСТ 28830-90 - Соединения паяные. Методы испытаний на растяжение и длительную прочность: view source: <http://www.yfermer.-ru/specifications-295615.html#.XFpFm0Chqkp> (Обращение: 12.12.2018)

ПРИМЕНЕНИЕ ПАЙКИ ТРЕХСЛОЙНЫМ ПРИПОЕМ ТП-1М В РАЗЪЕМНЫХ КРЕПЛЕНИЯХ БУРОВЫХ РЕЗЦОВ

Федоров Л.Н., Ермаков С.А.

*Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН,
г. Якутск. lnfedorov@mail.ru*

Разъемное крепление буровых резцов позволяет по мере износа одних кромок устанавливать на новые неизношенные или менять вышедшие из строя резцы на новые [1]. Однако, из-за отсутствия надежных конструкций таких креплений исследования на эту тему весьма актуальны.

Способы крепления со сваркой хвостовика резцов к корпусу коронки имеют существенный недостаток, который заключается не только в опасности перегрева резцов, но и высокой скорости его нагрева, вызывающей на твердосплавной пластине множество микротрещин. Причем регулировать влияние сварочной ванны на резец его отдалением на заведомо безопасное расстояние не позволяют малые размеры корончатого кольца буровых коронок разведочного бурения. Вследствие этого представляют большой интерес способы крепления, лишенные этих недостатков. Таким способами являются все способы с применением различных видов пайки при соблюдении соответствующих требований, но также и способы, когда резец припаявается к уже приваренному в пазу

хвостовику. При этом резец может устанавливаться в паз, как с упором, так и без него. В этих способах преимущество сварки как наиболее надежного соединения проявляется в полной мере, но появляются технологические сложности при пайке резцов в пазу.

Припой ТП-1М – это трехслойный тугоплавкий припой специального назначения, состоящий из наружных плавящихся слоев из латуни ЛНМц50-2-2 и внутреннего неплавящегося слоя из бронзы БрНБ7-0,5 [2] общей толщиной 0,8 мм, что отвечает толщине обычных пил по металлу. Выпускается в виде пластин.

Припой марки ТП-1М позволяет получать надежные высокопрочные качественные соединения твердых сплавов со сталью. Температура плавления припоев всегда меньше температуры плавления соединяемых материалов. Расплавляясь, припой с одной и с другой стороны адсорбируется стальными стенками паза, представляя собой в середине монолит с не расплавленной бронзой. После отверждения расплава образуется плотное, герметичное соединение. Данный припой имеет температуру плавления наружных слоев 872°C, температуру плавления внутреннего слоя 1126°C, имеет малую текучесть, позволяет снижать остаточное напряжение, характеризуется высокой прочностью паяного шва.

Основное достоинство способов крепления пайкой уменьшение влияния высокой температуры на резцы. При применении припоя ТП-1М для пайки хвостовика резцов температура опосредованного воздействия на твердый сплав не будет превышать 930°C. Для сравнения заметим, что при сварке температура сварочной ванны достигает свыше 1600-1700°C в непосредственной близости от резцов. Кроме того для пайки припоем ТП-1М не требуется высокая чистота обработки соединяемых поверхностей (R_z40 - R_z20 мкм) [2], что делает возможным съём резцов путем пропила по ее шву с повторной пайкой без дополнительной механической обработки. При пайке обычными припоями и разъеме резцов механическим пилением образуются пропилы, не отвечающие условиям капиллярной пайки по чистоте обработки ($R_a1,6$ - $R_a6,3$ мкм) [3]. Особенностью этого припоя является его способность компенсировать разницу температурного расширения твердого сплава и стали, что значительно уменьшает температурные напряжения в паяном шве. Однако существенная разница в прочности сварки и пайки вынуждает искать способы повышения прочности крепления. Наиболее простым способом является внесение в конструкцию крепления бокового упора для резцов на дне паза. Такой

упор компенсирует часть сил реакции стенок скважины и керна и горизонтальной составляющей сил резания угловой зоны забоя.

На рис. 1 представлена схема действия сил резания. Здесь не показана окружная составляющая сил резания на стружкообразование, которая полностью компенсируется реакцией задней стенки паза. За счет горизонтальной составляющей сил резания в угловой зоне забоя и вследствие действий трудно учитываемых реакций стенок керна и скважины возникает активная сила среза шва сварки или пайки - $R_{сдв.}$. Для упрощения это усилие представлено сосредоточенным. Кроме этого на контакте торца резца и дна паза от осевого усилия $P_{ос}$ возникает сила трения $F_{тр}$, зависящая и направленная против реакции стенки упора $R_{уп} = R_{сдв.}$. Если $F_{тр}$ больше $R_{уп}$ будет действовать момент изгиба, действующий только на резец, причем его величина будет тем больше, чем будет меньше высота упора, т.е. ступеньки. Если $F_{тр}$ меньше $R_{уп}$, то возникает момент $M_{кр}$ относительно кромки упора, опрокидывающий резец на ступеньку. Схема действия сил показывает, что чем выше будет упор, тем меньше будет нагрузка на пайку.

В описываемом креплении клин выполняет две функции. Одна функция заключается в фиксации резцов в положении до пайки, когда корпус коронки холодный, т.е. $t < 300-400^{\circ}\text{C}$, и деформируется упруго (рис. 2, а), а другая – в зажиме резцов после пайки, когда корпус коронки еще горячий, т.е. $t > 300-400^{\circ}\text{C}$, и может деформироваться пластически (рис. 2, б).

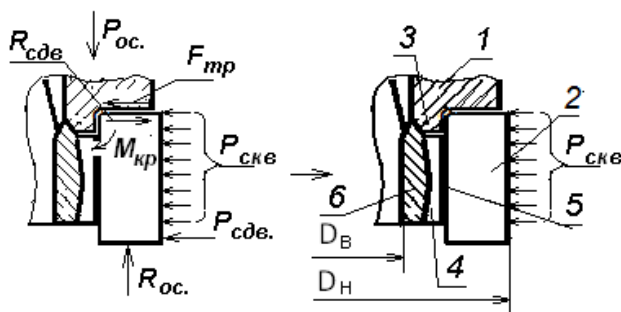


Рис. 1. Схема действия сил резания на крепление с упором боковой части резца: $P_{ос}$ – осевое усилие; $R_{сдв.}$ – горизонтальная составляющая сил резания; $R_{ос}$ – реакция забоя на осевое усилие; $R_{сдв.}$ – реакция упора на $R_{сдв.}$; $F_{тр}$ – сила трения; реакция стенок скважины; 1 – корпус коронки; 2 – пластина твердосплавная 3 – упор боковой; 4 – хвостовик стальной; 5 – шов пайки хвостовика с пластиной; 6 – шов пайки хвостовика с корпусом макета.

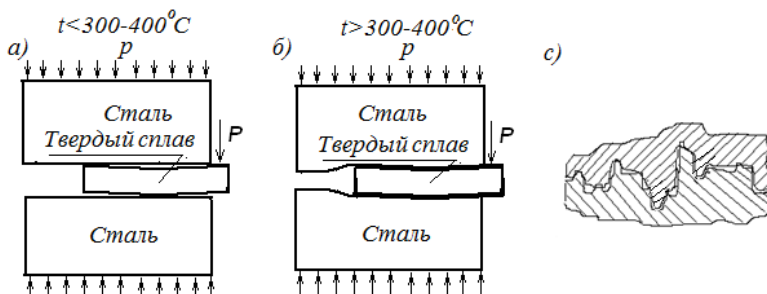


Рис. 2. Схематичное изображение условий контакта резцов и стенок паза при различных температурах нагрева: а) температура до пластических деформаций; б) температура выше пластических деформаций; в) микрогеометрия контактных поверхностей

В первом случае усилие зажима P клином локализуется по концам и середине резца, а во втором случае усилие распределяется по длине резца, поэтому критическое усилие, т.е. прочность резца, в первом случае будет ниже, чем во втором. Кроме того, твердый сплав своей шероховатой поверхностью вдавливаются в стенки паза, образуя монолит в зоне контакта с поверхностью стенок паза (рис. 2, в). Таким образом, пайка припоем ТП-1М может быть применима в разъемных креплениях резцов буровых коронок в комбинации с клиновым зажимом.

Литература:

1. Федоров Л.Н. Пат. 2631756 Российская Федерация, МПК E21B 10/46 , E21B 10/633. Способ разъемного крепления пластин-резцов с двумя или тремя сверхтвердыми слоями и твердосплавной подложкой / Л.Н. Фёдоров, С.А. Ермаков, И.И. Иванов, В.В. Ткаченко, А.Н. Шипков; заявитель и патентообладатель Федер. гос. бюджет. учреждение науки, Инс-т горн. дела Севера им. Н.В. Черского Сиб. отд-ния Рос. акад. наук. - №2016121489/03; заявл. 31.05.2016; опубл. 26.09.2017. Бюл. №27.
2. Рекомендации по пайке и термообработке металлорежущего инструмента: <http://www.kzts.ru/articles/15>. (Обращение: 13.12.2018)
3. Рекомендации по пайке пластин из твердого сплава: http://www.ritscomp.ru/TV_SP/rekomendacii/rekom_5.htm (Обращение: 13.12.2018).

ОБ ОЦЕНКЕ ДОСТОВЕРНОСТИ ЗАПАСОВ СЛОЖНОПОСТРОЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЯ

Хоютанов Е.А.¹, Гаврилов В.Л.^{1,2}

¹ Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН, г. Якутск,
khoiutanol@igds.ysn.ru

² Институт горного дела им. Н.А. Чинакала СО РАН, г. Новосибирск,
qvluqorsk@mail.ru

Горнодобывающая промышленность отличается от других отраслей тем, что изменчивость характеристик конечного продукта предприятий сильно зависит от природы исходного минерального сырья. Его реальные характеристики, включая изменчивость показателей качества, никогда не известны в точности. Они основываются лишь на оценках данных точечного, реже линейного опробования, представлениях о свойствах и особенностях размещения полезного ископаемого в недрах [4,7]. Уровень принимаемых решений при оценке запасов сырья с дифференциацией на типы и сорта, управление его потребительскими свойствами зависят от процессов получения и интерпретации геологических данных. Они, в свою очередь, в значительной степени определяются адекватностью геологической модели, принимаемой для последующего использования [8]. Часто возникают следующие трудности, приводящие к ошибкам интерпретации данных и построению недостоверных моделей: 1) неполнота и неточность знаний о георесурсе, погрешности при их получении; 2) человеческий фактор при создании моделей, связанный с уверенностью или неуверенностью специалистов, их недостаточным опытом или низкой квалификацией; 3) ошибки и неточности, возникающие в процессе геологической интерпретации и переходящие в базовые данные, которые используются при оценке запасов и последующем принятии технологических и организационных решений, например, при неверном оконтуривании участков и блоков, низком уровне детализации запасов по сортам; 4) сложности, возникающие при взаимодействии специалистов как одной, так и разных отраслей знаний (геологи, проектировщики, технологи, экономисты).

Традиционно считается, что более полный уровень знаний о геологическом ресурсе, повышение достоверности и определённости исходной информации более важны для принятия решений при планировании устойчивой работы предприятий, обрабатывающих рудные

месторождения. В то же время достаточно большое количество осваиваемых месторождений твердого топлива, например, коксующихся и энергетических углей Южной Якутии и севера Забайкалья, антрацитов Сибири, характеризуется не менее сложными природно-климатическими и горно-геологическими условиями разведки и разработки. Нередко это не позволяет на основе использования стандартных подходов к оценке сырья в недрах, традиционных технологий добычи и обогащения, методов организации и управления обеспечить экономически целесообразную и стабильную во времени работу горных предприятий с выпуском конкурентоспособной продукции [1]. Ситуация может осложняться тем, что месторождения в этих регионах по качеству запасов часто сопоставимы или хуже подобных залежей в мире и стране, а предприятия здесь сталкиваются с низким уровнем развития инфраструктуры и значительным удалением от основных рынков сбыта.

Цена ошибок при принятии решений в такой ситуации значительно возрастает. Следовательно и роль предпроектного и эксплуатационного дополнительного изучения геологической среды в угледобывающей отрасли должна быть усилена. Горняки [6] не должны руководствоваться результатами геолого-экономической оценки как непреложной данностью, а, напротив, принимать непосредственное участие в изучении геологии и морфологии угольных пластов, их строения и качества. Одним из направлений при этом могут быть разработанные [3] и развиваемые [4] принципы оценки достоверности запасов угля, их горно-геометрических моделей. Эти принципы основаны не на геостатистических, а на геометрических методах, широко апробированы на практике, применяются при государственной экспертизе, подготовке геологических отчетов, кредитовании угольного бизнеса, организации опережающего геологического изучения недр, повышения промышленной безопасности.

Ранее авторами при проведении исследований на примере одного из крупнейших в стране сложноструктурного Эльгинского месторождения установлено, что возможно повысить уровень использования природного потенциала залежей по сравнению с проектными решениями. Это может быть достигнуто, в том числе, за счёт учёта природных и технологических составляющих зольности угля и последующего управляемого формирования угольных потоков в разрезе и при предварительной подготовке к обогащению на основе предложенного комплекса средств анализа и мер технологического и организационного воздействия.

Более точная оценка достоверности полученных при этом результатов может быть достигнута путём дополнительного анализа исходных

геологических данных с применением обозначенных в [3, 4] подходов. Например, горно-геометрическая модель зольности обеспечивает выполнение прогноза данного показателя для сложноструктурных пластов [2]. С помощью планов изомощностей пластов возможно решение задач определения мощности в любой точке пласта, подсчета запасов в заданном контуре, расчета объемов добычи и потерь угля, выделение участков присечки породы [5].

Учет достоверности используемых моделей сложнопостроенных месторождений и соответствующая корректировка средств анализа и мер управления составляющими зольности угля на различных стадиях его движения от забоя до обогащения позволяют снизить риски принятия нерациональных решений. На основе более точной дифференциации и последующей типизации участков месторождений, имеющих значимые для геотехнологии различия, повысится эффективность планирования горных работ и управления качеством добываемого угля.

Литература:

1. Батугин, С. А. Резервы повышения эффективности разработки угольных месторождений Южной Якутии / С. А. Батугин, С. М. Ткач, В. Л. Гаврилов // Горный журнал. 2014. № 12. С. 40–43.
2. Кольченко, И. Е. Геометризация зольности пласта Бреевского / И. Е. Кольченко // Материалы II Всерос. мол. науч.-практ. конф. «Экологические проблемы промышленно развитых и ресурсодобывающих регионов: пути решения» (21-22 декабря 2017 г.). [Электронный ресурс] – Режим доступа: <http://science.kuzstu.ru/wp-content/Events/Conference/Ecoprom/2017/egpp/pages/Articles/115.pdf>.
3. Рогова, Т. Достоверность запасов угольных месторождений. Количественная оценка и мониторинг / Т. Рогова, С. Шаклеин. – Saarbrücken : Lambert Academic Publishing, 2011. 502 с.
4. Шаклеин, С.В. Разработка рекомендаций по комплексной оценке подготовленности угольных месторождений к рациональному промышленному освоению / С.В. Шаклеин, М.В. Писаренко // Фундаментальные и прикладные вопросы горных наук. 2018. № 1. С. 160–163.
5. Шахова, Я. И. Оценка погрешности геометризации мощности угольного пласта / Я. И. Шахова // Материалы II Всерос. мол. науч.-практ. конф. «Экологические проблемы промышленно развитых и ресурсодобывающих регионов: пути решения» (21-22 декабря 2017 г.). [Электронный ресурс] – Режим доступа: <http://science.kuzstu.ru/wp-content/Events/Conference/Ecoprom/2017/egpp/pages/Articles/133.pdf>
6. Щадов, В. М. Методология формирования технологии открытой разработки сложноструктурных угольных месторождений / В. М. Щадов // Горн. информ.-аналит. бюл. 2000. № 4. С. 27–31.

7. Snowden, D. V. Dealing with demands of technical variability and uncertainty along the mine value chain / D. V. Snowden, I. Glacken, M. Noppe // Publication Series – Australian Institute of Mining and Metallurgy. 2002. № 8. pp. 93–100.

8. Vann, J. Turning geological data into reliable mineral resource estimates. In: Davies, T., and Vann J., The Estimation and Reporting of Resources and JORC: The Role of Structural Geology // AIG Bulletin 42m The Australian Institute of Geoscientists (Perth). 2005. pp. 9–16.

КРИОГЕННАЯ ПОДГОТОВКА ВЫСОКОГЛИНИСТЫХ ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩИХ ПЕСКОВ К ДЕЗИНТЕГРАЦИИ

Ширман Г.В.

*Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН, г. Якутск,
shirman@inbox.ru*

В связи с сокращением доли легкообогатимых россыпных месторождений практически всех полезных ископаемых, в том числе, таких как алмазы и драгоценные металлы, возникает необходимость ввода в эксплуатацию сложного, трудноперерабатываемого сырья, особенностью которого, зачастую, является высокое содержание глины в песках, осложняющее извлечение полезного компонента.

Существующие системы дезинтеграции с применением традиционного промывочного оборудования для переработки такого сырья не обеспечивает эффективную степень дезинтеграции, достаточной для высвобождения ценных компонентов, что как следствие, приводит к их потерям не только на стадии дезинтеграции, но и на последующих этапах обогащения.

Одним из способов разупрочнения песков перед дезинтеграцией является криогенная обработка. Как установлено отечественными и зарубежными исследователями, в результате воздействия циклов замораживания-оттаивания в материале происходят физико-химические, физико-механические и теплофизические процессы, которые существенно влияют на структуры и текстуры такого дисперсного материала как высокоглинистые пески [1, 2, 3, 4]. Природные условия Крайнего Севера позволяют ввести предварительную обработку материала замораживанием в естественных условиях отрицательных температур без больших финансовых затрат.

Экспериментальные работы посвящены изучению воздействия циклов замораживания-оттаивания глиносодержащих песков при исходной влажности ограниченной от 15% до 25% (область пластичного состояния высокоглинистых материалов) на процесс их дезинтеграции в промывочном барабане.

Исследования проводились на лабораторной модели промывочного барабана. В качестве исходного сырья в экспериментах применялись пески с месторождения р. Б.Куранах (Алданский район, Республика Саха (Якутия), из которого в ручную изготавливались комки сферической формы определенной влажности и гранулометрического состава. Затем образцы загружались в герметичные контейнеры и подвергались циклическому замораживанию в холодильной камере при температуре 253 К и оттаиванию в лабораторном помещении при 273 К. Количество циклов от 1 до 6, время выдержки на промерзание и оттаивание составляло 12-15 часов на каждый этап. Наряду с криогеннообработанными образцами испытанию подвергались образцы в воздушносухом и во влажном состоянии, но не подвергнутыми проморозке.

Исходный образец загружался в лабораторную модель глухого промывочного барабана, в которой предварительно создавалась промывочная среда, состоящая из песчано-глинистой смеси (-5+1 мм 1 кг, глина 1 кг) и с влажностью 50%. Смысл эксперимента заключался в том, исходные пески в процессе вращения барабана могли за счет своих адгезионных свойств при накатывании набирать из промывочной среды материал и затем постепенно терять его. Запускался промывочный барабан и через каждую минуту работы останавливался для выгрузки образца (комка) и его взвешивания. В последующем комок помещался обратно в барабан для продолжения испытаний.

Экспериментальными исследованиями влияния циклов замораживания-оттаивания влагосодержащих глинистых агрегатов на их дезинтеграцию в промывочных машинах барабанного типа было установлено, что в песках, содержащих 50% глинистых примесей при начальной влажности 15% после проморозки-оттайки (достаточно одного цикла) в диапазоне температур от 253 К до 293 К усиливаются адгезионные свойства, которые надолго сохраняются по времени, что препятствует размоканию и разрушению.

В тоже время, в образцах с меньшим содержанием глины 25% и при наличии более грубой фракции -2 мм, после 1 цикла промораживания-оттаивания наблюдается максимальный уровень адгезионных свойств с последующей существенной потерей их в зависимости от количества

циклов. Например, если комки прошедшие 1 цикл разрушались к 40 минуте, при этом усиливались их адгезионные свойства, выражающиеся в 30% наборе массы от исходного веса, то после 4 циклов они размокали в течении 2 минут, что исключает формирование плотного окатыша и способствует увеличению эффективности промывки.

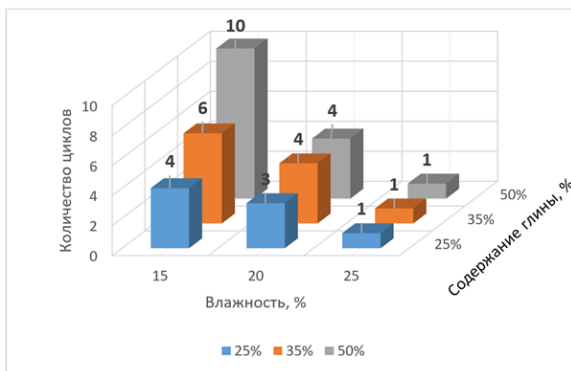


Рис. 1. Количество ЦЗО необходимых для растворения комка, в зависимости от исходной влажности и содержания глины в песках

Результаты экспериментальных работ (рис. 1) показали, что циклические знакопеременные воздействия на глинистые агрегаты оказывают существенное влияние на адгезионные свойства материал при его промывке, увеличение количества циклов сокращает время диспергации и уменьшает интенсивность набора массы комков, что исключает образование в процессе промывки окатышей, и сокращает потери ценных компонентов.

Литература:

1. Балясников, Г. Г. Исследование размокаемости мерзлого грунта при его оттаивании. //Проблемы северного строительства, Красноярск, 1973. С.163–171.
2. Курилко, А. С. Экспериментальные исследования влияния циклов замораживания-оттаивания на физико-механические свойства горных пород. // Якутск: ЯФ ГУ «Изд-во СО РАН», 2004. 154 с.
3. Yıldız, M. Effect of freezing and thawing on strength and permeability of lime-stabilized clays // M. Yıldız, A. S. Soğancı - Scientia Iranica. 2012. Vol. 19, Is. 4, pp. 1013–1017.
4. Zhen-Dong Cui. Mechanical properties of a silty clay subjected to freezing–thawing./ Zhen-Dong Cui, Peng-Peng He, Wei-Hao Yang. - Cold Regions Science and Technology. 2014. Vol. 98. pp. 26–34.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Андреев Ю.П., 236
Бажин К.И., 176, 214
Баранов В.В., 11, 33
Бардамова И.В., 154
Батугина Н.С., 236
Белолобский И.Н., 127
Березкин В.И., 90
Беспечный В.Н., 145
Боескоров Г.Г., 15, 127
Бондарь Н.А., 66
Будаев Р.Ц., 57
Бураков А.М., 238
Бурнашева М.П., 157
Варламов С.П., 214
Васильев Д.А., 20
Васильев М.С., 161
Васильева А.Е., 69, 134
Васильева О.И., 170, 207
Винокуров В.Р., 241
Гаврилов В.Л., 303, 317
Гагарин Л.А., 214, 217
Галанин А.А., 23
Гейслер В., 142
Глухов А.Н., 27, 30
Гололобова А.Г., 179
Гриб Н.Н., 49
Григорьев Б.В., 245
Гриненко В.С., 11, 33
Ермаков С.А., 313
Ершова В.Б., 20, 114
Ефремов В.В., 176
Ефремов В.Н., 164, 167
Желонкина М.С., 43
Журавлев А.И., 39
Заика В.А., 131
Зайцев А.И., 37
Заровняев Д.П., 207
Зигерт К., 127
Иванов А.А., 287, 291
Иванов А.И., 39, 43
Иванов М.С., 39, 43
Иванова Н.А., 230
Имаев В.С., 46, 49
Имаева Л.П., 46, 49
Казакова Г.Г., 20
Каймонов М.В., 250
Кириллин А.Р., 210
Кобелева В.П., 170
Козьмин Б.М., 46, 49, 53, 98, 142
Коломиец В.Л., 57, 61
Колосов П.Н., 64, 66
Копылова А.Г., 69
Котов А.Б., 27
Котов П.И., 214
Кравченко А.А., 39
Кузнецов А.Б., 27
Кузнецов В.М., 73
Кузнецова О. А., 76
Куляндин Г.А., 253
Кутыгин Р.В., 79, 82
Куть А.А., 174
Лебедев И.Ф., 257
Лебедева Л.С., 176
Легостаева Я.Б., 170
Леонтьев С.Н., 261
Лоскутов Е.Е., 39, 43
Лыткин В.М., 183, 210
Львов Е.С., 263
Макаров В.Н., 186, 221
Макошин В.И., 82
Максимов Г.Т., 221
Матвеев А.И., 241
Матушкин А.И., 69
Молотков А.Е., 39
Мосягин Е.В., 145
Мухамедьяров М.Г., 110

Наумов Г.Г., 37
 Никитенко Б.Л., 106
 Оболкин А.П., 86
 Огонеров В.В., 191
 Округин А.В., 90
 Павлова К.А., 94
 Павлова Н.А., 191, 195, 221, 225
 Панишев С.В., 267
 Пересыпкин Д.М., 98
 Петров А.Ф., 53, 98
 Петров В.Л., 270, 274
 Петров С.Ю., 102
 Петрова М.Н., 102
 Подольская М.М., 27
 Поморцев О.А., 198
 Поморцева А.А., 198
 Попеко Л.И., 131
 Попов А.Ю., 106, 110
 Попов В.И., 203, 277
 Попов В.Ф., 170, 198, 207
 Попов М.С., 280
 Попов Н.В., 90
 Прийменко В.В., 27
 Прокопьев А.В., 20, 114
 Протопопов А.В., 247
 Протопопов Р.И., 117
 Пуляев Н.А., 121
 Роев С.П., 123, 138
 Рожин С.С., 66, 198
 Садур О.Г., 145
 Салихов Р.Ф., 69
 Сальникова Е.Б., 27
 Самырова А.И., 207
 Сергеенко А.И., 127
 Скрыбин Р.М., 245, 261, 299
 Слепцова Е.С., 284
 Смирнов Ю.В., 131
 Смирнова Ю.Н., 131
 Соболев Е.С., 110
 Стокли Д., 114
 Сыромятников И.И., 210
 Тананаев Н.И., 214, 217
 Татаринов Д.М., 287, 291
 Тимиршин К.В., 53, 98, 142
 Тимофеев Н.Г., 261, 270, 274, 280, 296, 299
 Ткач С.М., 236
 Томшин М.Д., 69, 134
 Торговкин Н.В., 221
 Трофимцев Ю.И., 198
 Трунилина В.А., 123, 138
 Туктаров Р.М., 142
 Федоров А.Н., 221
 Федоров В.И., 303
 Федоров И.В., 306, 309
 Федоров Л.Н., 306, 309, 313
 Федорова С.В., 191, 195, 225
 Федосеева В.И., 157
 Хоютанов Е.А., 236, 317
 Христофоров И.И., 176
 Худолей А.К., 20
 Чжан Т.Р., 228, 230
 Шадринова О.В., 179
 Шапорина М.Н., 145
 Шатковская Л.В., 61
 Шестаков И.М., 299
 Шибаев С.В., 53, 98, 142
 Ширман Г.В., 320
 Шкодзинский В.С., 149
 Эрнст Р., 90
 Ядренкин А.В., 110
 Яковлева А.Р., 228
 Янников А.М., 233