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

ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

Материалы VIII Всероссийской научно-практической конференции

18-20 апреля 2018 г.

Том II

Якутск
2018

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

Материалы конференции опубликованы при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 18-05-20011) и УНИР СВФУ им. М.К. Аммосова

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

Публикация выполнена в авторском варианте с незначительными редакционными правками

На обложке: долина р.Малый Тарын, вид на сопку Жильная. Фото М.Кудрина

Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы VIII Всероссийской научно-практической конференции, 18-20 апреля 2018 г. в 2 т. – Якутск : Издательский дом СВФУ, 2018.
ISBN 978-5-7513-2503-9
– Т.2. – 412 с.
ISBN 978-5-7513-2502-2

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

© Северо-Восточный федеральный университет, 2018

ISBN 978-5-7513-2502-2 (т. 2)
ISBN 978-5-7513-2503-9

© ИГАБМ СО РАН, 2018

СОДЕРЖАНИЕ

ТЕКТОНИКА, ГЕОДИНАМИКА И ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

Алешина Е.И., Карпенко Л.И., Седов Б.М.
Положение и основные параметры зон роев и афтершоков в сейсмических поясах Северо-Востока России…… 12
Баранов В.В., Гриненко В.С.
Глобальная палеогеография и биогеография среднего палеозоя и позднего триаса по брахиоподам……. 16
Гриненко В.С., Баранов В.В.
Глобальная палеогеография и палеобиогеография терминального триаса по брахиоподам……. 20
Берзин А.Г.
Определяющая роль тектонической активизации диагональной системы глубинных разломов в формировании залежей УВ на юге Сибирской платформы…….. 24
Боескоров Г.Г., Мащенко Е.Н., Белолюбский И.Н., Томшин М.Д.
Находка части скелета самки шерстистого мамонта (mammuthusprimigenius) на острове Котельный (Новосибирские острова)..... 29
Васильев Д.А., Прокопьев А.В., Худолей А.К., Казакова Г.Г., Ветров Е.В.
Термохронология Усть-Оленекской системы складок и севера Оленекского поднятия по данным трекового датирования апатита……. 32
Васильева А.Е., Копылова А.Г.
Траппы Далдыно-Алакитского района……..... 36
Галанин А.А., Павлова М.Р., Шапошников Г.И.
Новый опорный разрез (Кысыл-Сырский) поздне-четвертичных дюнных отложений (Дъолкуминская свита) в бассейне нижнего течения р. Вилюй (Центральная Якутия)……..... 40
Галанин А.А., Шапошников Г.И., Павлова М.Р., Скрябина А.С.
Новые абсолютные С-14 датировки покровных супесчаных (дюнных) отложений дъолкуминской свиты Центральной Якутии..... 44
Гоголева С.С., Копылова А.Г., Томшин М.Д.
Базиты Ыгыаттинского алмазоносного района…… 48
Гошко Е.Ю., Жабин В.В., Сальников А.С.
Строение земной коры в зоне сочленения Алдано-Станового щита и Саяно-Байкальской складчатой области вдоль линии опорного профиля 1-СБ…… 52
Гриненко В.С., Костин А.В., Желонкина М.С.
Позднеюрское и раннемеловое биотическое и абиотическое события Вилюйской синеклизы (восток Сибирской платформы)…… 55

Доронина Н.А., Антонов А.Ю.
Изотопное Sm-Nd датирование основных типов геологических формаций Ципиканского блока северо-западного Забайкалья……. 60
Друщиц В.А.
Проявление тектонической активности на континентальной окраине восточной Арктики в позднем кайнозое ……..... 65
Иванов А.И., Ермаков Н.Н., Журавлев А.И., Лоскутов Е.Е., Кравченко А.А.
Петрография мезозойских магматических пород Хохойского рудного поля (Верхнеамгинская площадь)…… 68
Иванов А.И., Журавлев А.И., Кравченко А.А., Лоскутов Е.Е.
Типоморфизм апатитов Медведевского, Юхтинского и Джелтулинского мезозойских щелочных массивов (Южная Якутия)….. 71
Иванов М.С.
Петрография даек рудного поля берендей (Северо-Восток Якутии)…. 75
Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М.
Анализ напряженно-деформированного состояния новейших структур алмазоносных провинций Сибирского кратона…….. 79
Килясов А.Н.
О каменноугольных лепидофитах Орулганского хребта (северное Верхоянье)…….. 83
Козьмин Б.М., Шибаев С.В., Петров А.Ф., Тимиршин К.В.
Сейсмичность дистального замыкания северо-восточного фланга Байкальского рифта в зоне его перехода к Становой складчатой системе в Южной Якутии……..... 86
Коломиец В.Л.
Строительные материалы юго-восточного побережья оз. Байкал: фациально-генетическая характеристика и прогнозные ресурсы……. 90
Коломиец В.Л.
Новые данные о пригодности осадочных комплексов межгорных впадин западного Забайкалья в качестве силикатных песков…… 93
Колосов П.Н., Афанасьев А.Н., Петров Д.С.
Оолиты и онколиты неопротерозоя Предпатомского прогиба на юге Сибирской платформы……..... 97
Колосов П.Н., Рожин С.С., Олёнова К.С.
Следы жизнедеятельности биот в нохтуйском разрезе неопротерозоя и кембрия…… 101
Кузнецова О.А.
Основные направления эволюции раковины раннеюрских представителей подсемейства harpoceratinae Сибири……...……. 104
Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В.
Гранитные протрузии и их углеводородный потенциал……. 107
Малинин Ю.А.
Геологические особенности вмещающих пород Эльгинского месторождения углей……. 111

Марсанова М.Р., Берзин А.Г.
Кристаллический фундамент или пластину вскрывают скважины на Талаканском месторождении. Новые аргументы…… 115
Нигай Е.В., Амелин С.А., Гурьянов В.А.
Петрохимические, петрографические особенности и возраст Нятыгранского интрузивного комплекса (Буреинский массив)..... 120
Ним Ю.А., Попков П.А.
Моделирование отражения переходного процесса от пласта комплексной электропроводности……..… 124
Ним Ю.А., Илларионова М.Г., Гоголева Л.П.
Разработка математической модели импульсного потока магнитной индукции при профилировании наклонного электропроводного пласта, возбуждаемого вертикальным магнитным диполем…….. 128
Ним Ю.А., Гоголева Л.П., Илларионова М.Г.
Математическое моделирование импульсного электромагнитного поля вертикального электропроводного пласта и ее интегральная характеристика при его измерении совмещенными электрическими диполями……..... 131
Павлова К.А.
Новые геологические построения по территории Анабарской антеклизы…… 135
Прокопьев А.В., Ершова В.Б., Шпикерман В.И., Стокли Д.
Реконструкция источников сноса средне-верхнепалеозойских осадочных пород южной части Приколымского террейна (Верхояно-Колымская складчатая область) по данным U-Pb датирования обломочных цирконов……... 138
Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л.
Первые данные по U-Pb датированию обломочных цирконов из верхнепалеозойских и мезозойских осадочных пород Южно-Верхоянского орогенного пояса…….. 142
Протопопов Р.И., Акимова Е.Д.
Чилистяхский перидотит-габбро амфиболитовый и Шаманихинский гнейсогранитовый комплексы Приколымского террейна……..... 147
Прусская С.Н.
Тектоно-магматические структуры запада Сибирской платформы и перспективы их рудоносности……..…… 150
Пуляев Н.А.
Геохимическое районирование территории Алдано-Станового щита с применением новых и ретроспективных данных геохимических поисков……..……. 154
Рогов А.В., Сычев С.Н., Лебедева О.Ю., Ащаулова А.С.
Новые данные о гранитах Рассошинской зоны Омулевского поднятия……...…….. 159

Роев С.П.
Петро-геохимические особенности магматических пород нальчанского ряда Восточной Якутии……. 163
Севостьянова Р.Ф., Ситников В.С.
Влияние магматизма на строение и нефтегазоносность северной части Непско-Ботуобинской антеклизы……... 167
Сергеенко А.И., Белолюбский И.Н., Зигерт К., Боескоров Г.Г.
Четвертичные отложения бассейна реки Хара-Улах (Северное Верхоянье) ……. 170
Сивцев А.И., Александров А.Р., Алексеев В.А.
Литологическая характеристика северо-западной части Индигиро-Зырянского прогиба……... 175
Соколов К.О., Прудецкий Н.Д
Результаты георадиолокационных исследований трещиноватости горных пород криолитозоны……. 178
Томшин М.Д., Копылова А.Г.
Среднепалеозоойские базальты Вилюйского палеорифта…….. 180
Трунилина В.А., Роев С.П.
Типоморфизм минералов гранитоидов Куранахского массива как показатель их генезиса…….. 185
Трунилина В.А., Роев С.П.
Петрохимия и геохимия гранитоидов Куранахского массива…… 189
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)..…. 193
Филиппов В.Е.
Роль нафтенов в формировании силлов…… 196
Шкодзинский В.С.
Природа глобальных геологических процессов по современным данным о горячей гетерогенной аккреции Земли……..……. 201
Яковлева К.Ю., Кадильников П.И., Кудрин М.В.
Петрохимия основных пород шошонитовой серии южной части Кулар-Нерского сланцевого пояса……..…… 205

ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ И МЕРЗЛОТОВЕДЕНИЕ

Бардамова И.В.
Применение холинских цеолитовых туфов для очистки рудничных вод…….. 207
Васильев М.С.
Результаты спектральной солнечной фотометрии атмосферных параметров в Якутии, полученные в период с 2015 по 2017 год…… 211
Галанин А.А., Павлова М.Р., Папина Т.С., Шапошников Г.И., Скрябина А.С.
Состав стабильных изотопов водного стока межмерзлотных таликов и подземных источников центральной Якутии…….…... 213
Гололобова А.Г.
Эколого-геохимическая характеристика почвенного покрова участка "буранный" Томторского РЗМ…….…... 216
Ксенофонтова М.И.
Эколого-гидрохимическая оценка состояния водотоков бассейна среднего течения р. Марха……..... 220
Куляндин Г.А.
Выявление техногенного загрязнения грунтовой среды методом георадиолокации (на примере участка строительной площадки)……... 224
Куть А.А.
Особенности морфолитогенеза в позднем плейстоцене и голоцене в бассейне р. Вилюй…… 228
Лебедева Л.С., Ефремов В.С., Христофоров И.И., Бажин К.И., Огонеров В.В., Павлова Н.А.
Надмерзлотные субаэральные талики на малом речном водосборе в Центральной Якутии…… 232
Легостаева Я.Б., Попов В.Ф., Васильева О.И.
К вопросу о геоэкологической ситуации на территории подземных техногенных хранилищ высокоминерализованных рассолов……. 235
Лыткин В.М., Галанин А.А. Шапошников Г.И., Кириллин А.Р., Семенов В.П.
Температурный режим дюнных массивов центральной Якутии……. 237
Макаров В.Н.
Техногенная миграция соединений азота в грунтах сезонно-талого слоя…… 240
Маркова С.А., Макаров В.Н.
Динамика химического состава снежного покрова в Центральной Якутии……... 244
Мисайлов И.Е.
Геотермические исследования на участке Хара-Тумус…… 246
Мурзин Ю.А.
Геокриологические условия Янского плоскогорья……... 250

Павлова М.Р., Галанин А.А., Шапошников Г.И., Климова И.В.
Литолого-минералогическая и спорово-пыльцевая характеристика отложений дюнного массива – Тукулан Махатта (Центральная Якутия)……..... 253
Павлова Н.А., Данзанова М.В.
Состав сезонноформирующихся вод на урбанизированной территории Центральной Якутии…… 256
Поляков В.И., Орлова К.С.
Геоэкологическое состояние почв на водораздельных ландшафтах дельты реки Лены……. 260
Поморцев О.А., Кашкаров Е.П., Поморцева А.А.
Циклические основы бифуркаций Земли ……..... 263
Поморцев О.А., Поморцева А.А., Рожин С.С.
Глобальное потепление климата как фактор опасности при горно-геологическом освоении криолитозоны…… 267
Правкин С.А., Большиянов Д.Ю.
К вопросу о возрасте террас нижней Лены …….….. 270
Рожина М.С., Чжан Т.Р.
Строительство подземных инженерных коммуникаций в условиях криолитозоны……... 274
Савченко Т.И., Кулагина Т.А.
Природно-техногенные водные комплексы для промышленного водопользования в условиях криптозоны……..….... 276
Самырова А.И., Попова М.В.
К вопросу моделирования литотехнических систем на территории г. Якутска……..... 279
Сыромятников И.И., Куницкий В.В.
Особенности температурного режима намывных песков микрорайона №202 г. Якутска…… 282
Филимоненко Е.А., Язиков Е.Г., Собянин Ю.П., Афанасьев Е.С., Мишанькин А.Ю.
Эколого-геохимические особенности почв месторождений золота Адыча-Тарынской зоны (на примере Мало-Тарынского и Вьюнского рудных полей)……... 286
Шестернев Д.М.
Геокриологические опасности в Якутии…… 289
Шестернев Д.М., Васильева А.Н.
Урбанизация г. Якутска и ее влияние на геокриологические условия (на примере 64 квартала Октябрьского округа)…….……. 292
Янников А.М.
Влияния колебания атмосферного давления на интенсивность самоизлива природных рассолов из малодебитных коллекторов Толбачанской и Эльгянской свит в пределах Мирнинского кимберлитового поля (Республика Саха (Якутия)) на примере скважины 1Д …….. 295

ТЕХНИКА И ТЕХНОЛОГИЯ РАЗВЕДКИ И ДОБЫЧИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Александров А.Р., Ерофеевская Л.А.
Фосфат-содержащие минералы в восстановлении техногенно-нарушенных земель…….. 299
Александров А.Р., Ерофеевская Л.А.
Основные результаты испытаний цеолитового сырья месторождения Хонгуруу…… 302
Андросов А.Д., Седалищева С.И.
Возможности нетрадиционных технологий добычи алмаза в условиях экологизации горного производства…….. 305
Батугина Н.С., Гаврилов В.Л., Хоютанов Е.А., Федоров В.И.
О совершенствовании методического подхода к оценке сложности геологического строения месторождений (участков) для целей разработки……. 309
Григорьев Б.В., Кельциев С.С., Острельдин С.К., Скрябин Р.М.
Буровая коронка для бурения мерзлых горных пород с продувкой сжатым воздухом…… 313
Егоров И.А.
Возможности применения колонкового бурового снаряда для проходки скважин большого диаметра при разведке россыпных месторождений полезных ископаемых в условиях криолитозоны……. 316
Иванов А.Г., Бердыев С.С., Федоров А.И.
Практические исследование по подбору и разработке рецептуры растворителя высоковязких нефтей и природных битумов …… 321
Иванов И.И., Ермаков С.А.
Буровая коронка с вертикальным коническим штифтовым зажимом резцов…… 324
Иванова И.К., Корякина В.В., Семенов М.Е.
Исследование процесса растворения отложений парафина в различных реагентах при низких температурах……..... 329
Иудин М.М.
К теории ударного разрушения горных пород……..... 332
Каймонов М.В.
Проектирование гидротехнических сооружений горнодобывающих предприятий в сложных геокриологических условиях…… 335
Калачева Л.П., Соловьева С.А.
Прогнозирование солеотложений в добывающих скважинах при использовании метанола в качестве ингибитора гидратообразования….. 338
Калачева Л.П., Портнягин А.С.
Особенности разложения гидратов природного газа, полученных в слабоминерализованных водах гидрокарбонатно-натриевого типа……... 341

Корякина В.В., Иванова И.К., Семенов М.Е.
Исследование процесса разделения водонефтяных эмульсий методом гидратообразования……. 345
Лебедев И.Ф.
Добыча минерального сырья в бассейне реки Вилюй…….. 348
Львов Е.С.
Изучение качества дробления в аппарате многократного ударного действия в зависимости от влажности (льдистости) руды и температуры окружающей среды…….. 350
Николаева М.В., Атласов Р.А.
Исследование факторов, влияющих на качество установки цементных мостов…… 354
Овчинников Н.П.
Проблемы эксплуатации шахтного водоотлива кимберлитовых рудников……...……. 358
Панишев С.В
Прогноз производительности драглайна при экскавации взорванного массива горных пород склонного к повторному смерзанию…….….. 362
Попов В.И.
Моделирование дезинтеграции горных пород при криогенных воздействиях……...…….. 366
Попов В.И.
Тепломассоперенос в крупнообломочных осыпях с учетом свободной конвекции водяных паров……. 369
Попов М.С., Вершинин Д.В., Иванов И.И., Тимофеев Н.Г.
Разработка Чат-Бота для определения оптимальных параметров режима бурения……...…. 372
Портнягин А.С., Корякина В.В.
Кинетика образования гидратов природного газа в донных отложениях моря Лаптевых……...……. 376
Прудецкий Н.Д., Соколов К.О.
Георадиолокационные модели трещины в рыхлых отложениях криолитозоны……...…… 378
Семенов М.Е., Портнягин А.С., Шиц Е.Ю.
Образование различных форм гидратов природного газа из льда..... 380
Скрябин Р.М.
К истории и перспективам алмазного бурения с продувкой воздухом…… 383
Татаринов Д.М., Скрябин Р.М., Иванов А.А.
О возможности применения ковшебура при разведке россыпных месторождений в криолитозоне……..... 387
Тимофеев Н.Г., Григорьев Б.В., Петров В.Л.
Основные осложнения при эксплуатации самоходных буровых установок в зимнее время…… 391

Туги Э.Р., Скрябин Р.М., Атласов Р.А., Николаева М.В.
Оценка эффективности применения подземных ядерных взрывов на Среднеботуобинском нефтегазовом месторождении……..... 393
Туктаров Р.М., Куляндин Г.А.
Георадарное обследование намывных грунтов (на примере участка строительной площадки в 203 мкр. г. Якутска)……..... 398
Фёдоров М.П.
Результаты георадиолокационного исследования подземных льдов на урбанизированной территории криолитозы…….. 402
Федоров Л.Н., Ермаков С.А.
Некоторые аспекты разработки пайка- свароклинового способа крепления пластин-резцов к корпусу буровой коронки……..….. 404
Хоютанов Е.А., Гаврилов В.Л., Федоров В.И.
О моделировании процессов доразведки и разработки Харбалахского угольного месторождения……... 407
Ширман Г.В.
Промывка и обесшламливание высокоглинистых песков…… 411

ТЕКТОНИКА, ГЕОДИНАМИКА И ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

ПОЛОЖЕНИЕ И ОСНОВНЫЕ ПАРАМЕТРЫ ЗОН РОЕВ И АФТЕРШОКОВ В СЕЙСМИЧЕСКИХ ПОЯСАХ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

Алешина Е.И.[1], Карпенко Л.И.[1], Седов Б.М.[1, 2]
1 – Магаданский филиал Единой Геофизической Службы РАН, г. Магадан,
Eygenya@memsd.ru, Larisa@memsd.ru
2 – Северо-Восточный Комплексный НИИ ДВО РАН, г. Магадан,
Sedov@neisri.ru

В зоне перехода от Тихого океана к Евразийскому континенту выделяют сейсмический пояс Черского, расположенный между литосферными плитами Евразийской, Северо-Американской и Охотоморской. На юге к нему примыкает Северо-Охотский сейсмический пояс, приуроченный к границе между СевероАмериканской и Охотоморской микроплитой. На крайнем северо-востоке Азии выделяется зона рассеянной сейсмичности Чукотского полуострова, расположенная между Северо-Американской и Берингово-морской микроплитой [8, 15, 16]. Глобальный характер взаимодействий на границах этих плит сопровождается сменой различных геодинамических остановок. Они определяют природу и протяженность сейсмических поясов, каждый из которых характеризуется своим структурно-тектоническим строением и геодинамикой [11].

За период инструментальных наблюдений (1968–2017 гг.) по данным регионального каталога выявлен ряд афтершоковых зон эпицентров и роев землетрясений (см. рис.). Эпицентры землетрясений, в основном, приурочены к двум сейсмотектоническим структурам – поясам Черского и Северо-Охотскому [12, 4].

Наибольшее число землетрясений зарегистрировано в афтершоковых последовательностях очаговых зон Ланкучанского 2009 г. [6, 14], Верхнекулинского 2010 г. [11, 14, 7], Мотыклейского 2001 г. [1, 13], Спафарьевского 2001 г. [1, 4] землетрясений. Большинство очаговых зон приурочено к концам достаточно протяженных глубинных разломов. Зоны с меньшим числом землетрясений представляют области роев слабых

землетрясений: Омсукчанский 1998 г. [10, 9, 14], Наяханский 2004 г. [3], Маратский 2004 г. [3], и др. [2, 9, 10, 13].

В сейсмической зоне Восточной Чукотки регистрировался ряд афтершоковых событий, которые из-за редкой сети сейсмостанций не могут быть охарактеризованы одной фазой роев и афтершоков.

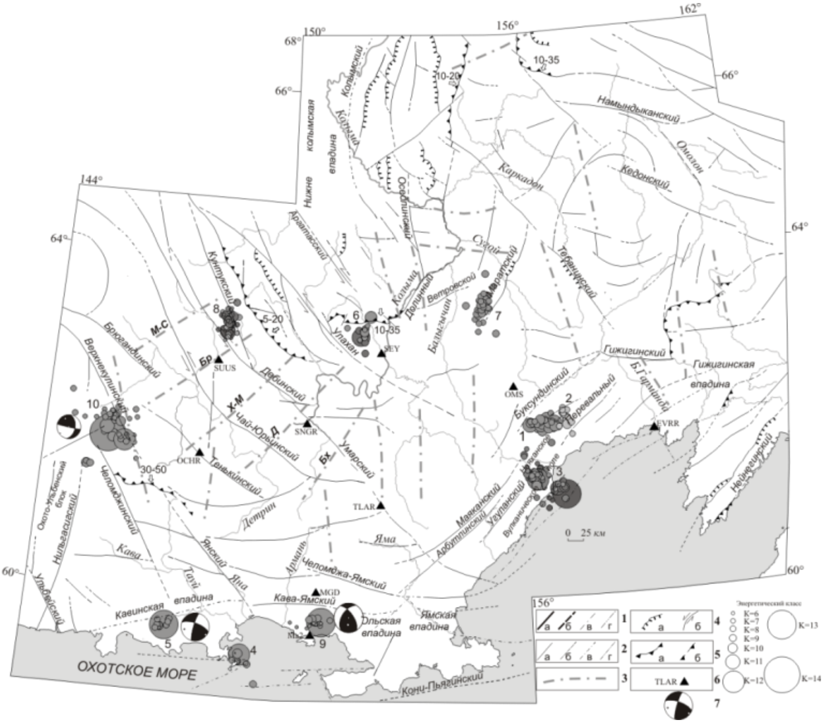


Рис. 1. Схема тектонического районирования Охотско-Колымского водораздела [14] и положение эпицентров землетрясений афтершоковых зон и роев [5]. Цифрами на схеме обозначены афтершоковые зоны: 1 – Галимый-Меренга 1998 г.; 2 – Наяханская 2004 г.; 3 – Наяханская 1981, 1990, 2007, 2008, 2009, 2010 гг., 4 – Спафарьевская 2001 г.; 5 – Мотыклейская 2001 г.; 6 – Сеймчанская 2002–2003 гг.; 7 – Маратская 2004 г., 8 – Дебин-Кунтукская 2003, 2008, 2009, 2011 гг., 9 – Ланкучанская 2009–2010 гг.; 10 – Верхнекулинская 2010–2011 гг.

Анализ распределения параметров и роев и афтершоков в пространстве и времени позволяет отметить, что на Северо-Востоке России они характеризуются:

1. Эпицентры землетрясений, в том числе и самые сильные, приурочены к крупнейшим глубинным разломам; фиксируется локализация эпицентров землетрясений в контурах неотектонических и новейших впадин вблизи их границ.

2. При основном событии, как правило, высвобождается основная часть (до 99,9%) сейсмической энергии всего процесса.

3. Основное количество событий сконцентрировано в диапазоне глубин 0–10 *км*. Самые сильные землетрясения с $K_P \geq 12$ регистрировались на глубинах 15–20 *км*.

4. Большинство афтершоковых зон и роев приурочено к окончаниям (концевым частям) протяженных тектонических нарушений.

5. Характер реализации во времени афтершокового процесса показал, что большая их часть происходит в первые-двое суток. С этим периодом связаны основные разрушения в зоне разрыва главного очага, на что указывают механизмы очагов землетрясений (взбросы, сбросо-сдвиги и т.п.). Второй период более длительный, носит нерегулярный характер и, скорее всего, связан с реакцией среды, прилегающей к зоне разрыва.

6. Для неоднократно повторяющихся афтершоковых процессов их зоны, как правило, не совмещаются друг с другом.

7. Интервалы (периодичность) повторяемости между главными событиями афтершоков для близко располагающихся зон, не постоянны.

Литература:

1. Алешина Е.И., Гунбина Л.В., Лещук Н.М., Седов Б.М. Северо-Восток России // Землетрясения Северной Евразии в 2001 году. – Обнинск: ГС РАН, 2007. – С. 223–231

2. Алешина Е.И., Гунбина Л.В., Лещук Н.М., Седов Б.М. Северо-Восток России // Землетрясения Северной Евразии в 2002 году. – Обнинск: ГС РАН, 2008. – С. 226–231.

3. Алешина Е.И., Гунбина Л.В., Комарова Р.С., Седов Б.М. Северо-Восток России // Землетрясения Северной Евразии, 2004 год. – Обнинск: ГС РАН, 2009. – С. 199–206.

4. Алешина Е.И., Седов Б.М. Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России // Развитие структуры и геодинамики северной границы Охотоморской плиты. Петропавловск-Камчатский: КФ ГС РАН, 2009. – С. 11–13.

5. Алешина Е.И., Седов Б.М., Гунбина Л.В. Характеристика роев и афтершоков Северо-Востока России // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Девятой Международной сейсмологической школы, г. Агверан 8–12 сентября 2014 г. – Обнинск: ГС РАН, 2014. – С. 31–35.

6. Алешина Е.И., Гунбина Л.В., Иванова Е.И., Карпенко Л.И., Седов Б.М. Ланкучанское землетрясение 26 декабря 2009 г. с K_P=13.0, MPSP=4.5, I_0^P=6–7 (Северо-Восток России) // Землетрясения Северной Евразии, 2009 год. – Обнинск: ГС РАН, 2015. – С. 343–351.

7. Алешина Е.И., Курткин С.В., Карпенко Л.И. Верхнекулинское землетрясение 2 августа 2010 г. с K_P=13.6, Mw=5.3, I_0^P=7 (Северо-Восток России) // Землетрясения Северной Евразии, 2010 год. – Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2016. – С. 353–360.

8. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России // под ред. А.И. Ханчука. – Владивосток: Дальнаука, 2006. – Кн. 1. – 572с.

9. Горячев Н.А., Палымский Б.Ф, Петров А.Н., Хасанов И.М. Ансамбли разломов Охотско-Колымского региона // ВЕСТНИК СВНЦ ДВО РАН. – Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2016. – № 1. – С .3–16.

10. Гунбина Л.В., Лещук Н.М., Седов Б.М. Северо-Восток Россиии // Землетрясения Северной Евразии в 1998 году. – Обнинск: ФОП, 2003. – С. 169–172.

11. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М., и др. Современная геодинамика литосферных плит Северо-Востока Азии //Доклады Академии наук, 1999. – Т.369, № 2. – С. 228–233.

12. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. – М.: ГЕОС, 2000. 212с.

13. Карпенко Л.И., Алешина Е.И. Обзор сейсмичности Охотско-Колымского района (Магаданская область) за 2000–2015 гг. // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы XI Международной сейсмологической школы // Отв. ред. А.А. Маловичко. - Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2016. – С. 150–154.

14. Кузнецов В.М. Тектоническая карта Охотско-Колымского водораздела, масштаб 1:1000000. Магадан: «Магадангеология», 2000. – 8 листов.

15. Mackey K.G., Fujita K., Hartse H.E., Stead R.J., Steck L.K., Gunbina L.V., Lesuk N., Shibaev S.V., Kozmin B.M., Imaev V.S., Gordeev E.I., Chebrov V.N., Massal'ski O.K., Gileva N.A., Bormatov V.A., Voitenok A.A., Levin Y.N., and Fokina T.A. // Seismicity Map of Estern Russia, 1960–2010 / Seismological Research Letters. Vol. 81, №5 September/October 2010. – P. 761–768.

16. Шибаев С.В., Козьмин Б.М., Петров А.Ф. Сейсмичность и взаимодействие ансамбля литосферных тектонических плит на Северо-Востоке России // Чтения памяти академика К.В. Симакова: тез. докл. Всерос. науч. конф. (Магадан, 27–29 ноября 2007 г.) // отв. ред. И.А. Черешнев – Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2007. – С. 78–79.

ГЛОБАЛЬНАЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И БИОГЕОГРАФИЯ СРЕДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ И ПОЗДНЕГО ТРИАСА ПО БРАХИОПОДАМ

Баранов В.В., Гриненко В.С.
Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,
baranowvalera@yandex.ru, grinenkovs@gmail.ru

В среднем палеозое планета Земля была представлена двумя суперконтинентами: Пацифидой, Афалией и островным архипелагом Аразией, который в позднем триасе был сцементирован в суперматерик, и двумя континентами – Гиперборея и Антарктидой, разделенных мелководными шельфовыми морскими бассейнами (рис. 1, 2). В среднем палеозое выделяются Бореальная и Экваториальная надобласти. **Бореальная** надобласть характеризуется 20 семействами и подсемействами. В пределах Бореальной надобласти выделяются – Арктическая область с одноименной провинцией и Сибирско-Канадская. Арктическая область, с одноименной биогеографической провинцией в ее составе, характеризуется представителями двух родов *Atrypoidea* и*Collarothyris*. В Сибирско-Канадской области выделяется 6 провинций: Западно-Канадская, Монголо-Охотская, Южно-Сибирская Западно-Сибирская, Северо-Уральско-Новоземельская и Подольско-Балтийская. Биогеографическое районирование **Экваториальной** надобласти провести сложно из-за фрагментарности находок пржидольских брахиопод. В Рейнском бассейне известен только один род *Quodrifarius*. Находки представителей рода *Atrypoidea* в западной части Тетиса (Западная Европа, Кавказ) и в восточной – в Китае не дают полной картины о распространении брахиопод. Вероятно, это обусловлено преобладанием в это время на акватории Тетиса засоленных лагун и сереводородным заражением осадков, в которых могла существовать только эвригалинная или граптолитовая фауна. Все морские бассейны от Западной Европы до Китая можно отнести к **Тетической** области, внутри которой можно выделить пока две провинции – Уральскую и Казахстанскую, в первой установлено 9 родов брахиопод, а во второй – 11. Нет никаких сведений о пржидольских брахиоподах Меланезии. В Экваториальную надобласть входила **Невадийская** область. Для нее характерно присутствие представителей 11 родов брахиопод. Наличие трех общих родов *Reticulatrypa, Gracianella* и *Atrypoidea* с Западно-Канадской провинцией Бореальной надобласти

свидетельствует о наличии стабильной биогеографической связи между ними. К **Нотальной** надобласти относится Австралийско-Тасманийская область. Она характеризуется двумя родами – *Notoconchidium* и *Retziella*. В позднем триасе Экваториальная надобласть разделяется на Альпийскую, Кавказско-Аравийскую, Памиро-Гималайкую, Китайско-Японскую, Австралийско-Новозеландско-Новокаледонскую и Западно-Южно-Американскую области. **Альпийская** палеобиогеографическая область занимала территорию современной Западной Европы от Карпат на востоке и до Португалии – на западе и к ней относилась также территория Северной Африки. Область представлена 54 родами брахиопод, из них 22.2 % родов эндемичные. На шельфе морского бассейна северной Африки обнаружено 5 региональных и космополитных родов брахиопод и только один род *Tunethyris* – эндемик. Ринхонеллиды представлены 9 семействами и подсемействами, атиридиды – одним семейством Diplospirellidae, спирифериды – отрядами Cyrtinidina, Spiriferinidina и надсемейством Suessioidea. Из представителей подотряда Spiriferinidina в позднем триасе вымирают представители родов *Mentzelioides*, *Mentzelia* и *Sinucosta*. Очень широко в Европейской области распространены представители отряда Thecideida, из которого в позднем триасе закончило свое существование надсемейство Thecospiroidea, Подотряд Terebratulidina представлен семейством Dielasmatidae. **Кавказско-Аравийская** область располагалась на современных территориях Крыма, Кавказа и Малой Азии (Саудовская Аравия, Иран, Афганистан). Она характеризуется 33 родами, из них пять родов (15.2%) эндемичные, 20 родов или 66.7% являются общими для Кавказско-Аравийской и Альпийской областей. **Памиро-Гималайкая** область занимала территорию горных систем Памира и Гималаев и представлена 3 отрядами, 4 подотрядами, 13 семействами 7 подсемействами и 22 родами. **Китайско-Японская** область занимала территорию Меланезии, Китая и Японии. Здесь встречены представители 4 отрядов, 4 подотрядов, 6 подсемейств, 15 семейств и 41 рода брахиопод. **Сибирско-Аляскинская область** характеризуется 3 отрядами, 3 надсемействами, 8 семействами, 10 подсемействами и 13 родами. Для нее характерно присутствие рода *Boreiospira*. По сравнению с Тетической областью она характеризуется обедненным таксономическим составом брахиопод и отсутствием представителей подотрядов Retziidina и Koninckniдina. **Новозеландско-Новокаледонская** область представлена 3 отрядами, 4 надсемействами и 7 подсемействами, 12 родами, из них *Rastelligera*и *Psioidiella* – эндемичные.

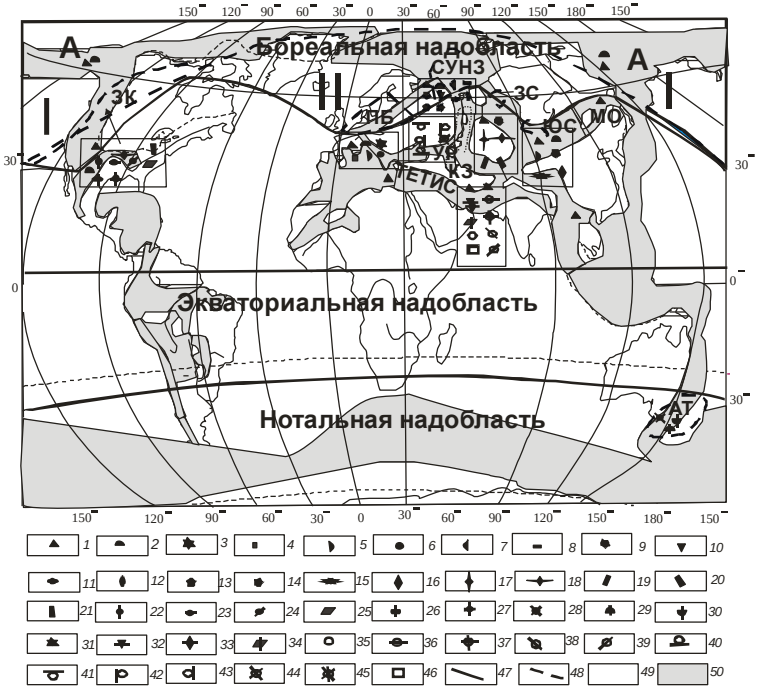


Рис. 1. Палеобиогеографическая схема пржидольского века позднего силура. Биогеографические области: I – Арктическая, II – Сибирско-Канадская, III – Тетическая, IV – Австралийско-Тасманийская; провинции: А – Арктическая, ЗК – Западно-Канадская, ЗС – Западно-Сибирская, КЗ – Казахстанская, ПБ – Подольско-Балтийская, СУНЗ – Северо-Уральско-Новоземельская, УР – Уральская, ЮС – Южно-Сибирская; роды*:* 1 – *Atrypoidea,* 2 – *Collarothyris,* 3 – *Pseudoprotathyris,* 4 – *Nucleospira,* 5 – *Protochonetes,* 6 – *Dayia,* 7 – *Morinorhynchus,* 8–*Hemitoechia,* 9 – *Howellella,* 10–*Grebenella,* 11–*Pseudohomeospira,* 12–*Cyrtia,* 13 – *Dethyris,* 14 – *Homeospira,* 15 – *Stegerhynchus,* 16 –*Machaeraria,* 17–*Greenfieldia,* 18 –*Aegiria,* 19 – *Gracianella,* 20 – *? Protathyris,* 21– *Skenidioides,* 22– *Reticulatrypa,* 23– *Dalejina,* 24 – *Isorthis,* 25 – *Spirinella,* 26–?*Hircinisca,* 27–?*Fardenia,* 28– *Notoconchidium,* 29– *Retziella,* 30 – *Clorinda,* 31 – *Anastrophia,* 32 – *Parastrophina,* 33 – *Gypidula,* 34 – *Strophonella,* 35 – *Atrypa,* 36 – *Eospirifer,* 37 – *Delthyris,* 38 – *Resserella,* 39 – *Janius,* 40 – *Laevigatella,* 41 – *Wyella,* 42 – *Gracianella* (*Sublepida*), 43 – *Lissatrypella*?, 44 – *Proreticularia,* 45 – *Quadrifarius,* 46 – *Clorinda,* 47 – надобластей, 48 –областей, 49 – суша, 50 – вода.

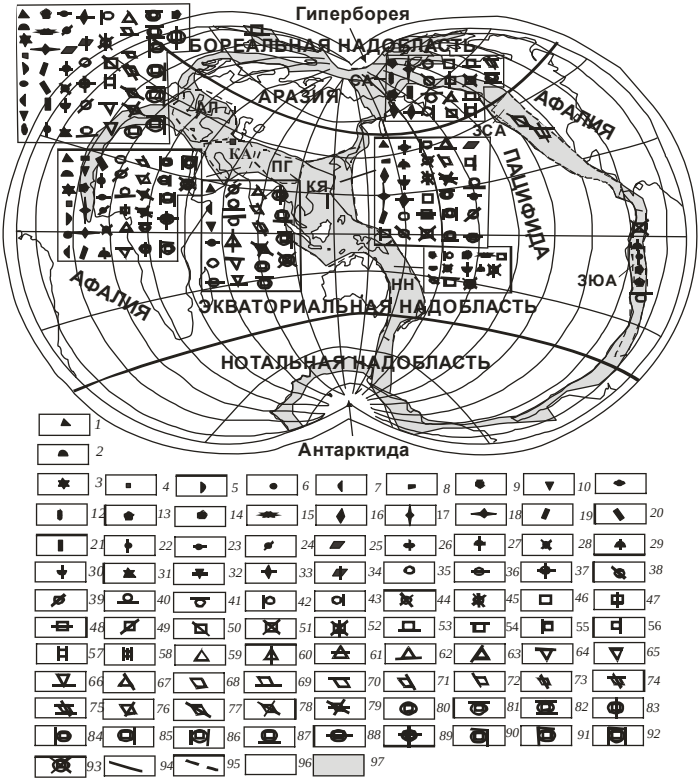


Рис. 2. Биогеография позднего триаса по брахиоподам: биогеографические области: АЛ – Альпийская, ЗСА – Западно-Северо-Американская, ЗЮА – Западно-Южно-Американская, КА – Кавказско-Аравийская, КЯ – Китайско-Японская, НН – Новозеландско-Новокаледонская; ПГ – Памиро-Гималайская, СА – Сибирско-Аляскинская; роды: *1* – *Crurirhynchia*, 2 – *Rhynchonellina*, 3 – *Sulcirostra*, 4 – ?*Carapezzia*,5 – *Austrirhynchia*, 6 – *Calcirhynchia*, 7 – *Euxinella*, 8 – ?*Robinsonella*, 9 – *Vincentirhynchia*, 10 – *Caucasorhynchia*, 11 – ?*Herangirhynchia*, 12 – *Planirhynchia*, 13 – *Rhynchonelloidea*, 14 – *Piarorhynchia*, 15 – *Sakaiwairhynchia*, 16 – *Sinoplicorhynchia*, 17 – *Omolonella*, 18 – ?*Murihikurhynchia*, 19 – *Rimirhynchospis*, 20 – *Norella*, 21 – *Pseudohalorella*, 22 – *Fissirhynchia*, 23 – *Diplospirella*, 24 – ?*Amphitomella*, 25 – *Anisactinella*, 26 – *Euractinella*, 27 – *Clavigera*, 28 – *Majkopella*, 29 – *Oxycolpella*, 30 – *Misolia*, 31 – ?*Anomactinella*, 32 – ?*Pentactinella*, 33 – *Ochotathyris*, 34 – *Dioristella*, 35 – *Spirigerellina*, 36 – *Neoretzia*, 37 –. *Cassinospira*, 38 – *Schwagerispira*, 39 – *Koninckina*, 40 – *Amphiclina*, 41 – *Amphiclinodonta*, 42 – *Carinokoninckina*, 43 – *Koninckella*, 44 – *Lamellokoninckina*, 45 – *Septamphiclina*, 46 – *Laballa*, 47 – *Spinolepismatina*, 48 – *Klipsteinelloidea*, 49 – *Thecocyrtella*, 50 – *Spondylospira*, 51 –

Zugmayerella, 52 – *Rastelligera*, 53 – *Boreiospira*, 54 – *Psioidiella*, 55 – *Lancangjiangia*, 56 – *Tulospiriferina*, 57 – *Pennospiriferina*, 58 – *Menidzelioides*, 59 – *Tradispira*, 60 – *Paralaballa*, 61 – *Mentzelia*, 62 – *Paramentzelia*, 63 – *Sinucosta*, 64 – *Jiangdaspirifer*, 65 – *Thecospirella*, 66 – *Bittnerella*, 67 – *Pamirotheca*, 68 – *Moorellina*, 69 – *Bactrynium*, 70 – *Davidsonella*, 71 – *Cubanothyris*, 72 – *Cystothyris*, 73 – *Paradoxothyris*, 74 – *Rhaetina*, 75 – *Zugmayeria*, 76 – *Adygelloides*, 77 – *Plectoconcha*, 78 – *Triadithyris*, 79 – *Adygella*, 80 – *Aspidothyris*, 81 – *Coenothyris*, 82 – *Cruratula*, 83 – *Tibetothyris*, 84 – *Tunethyris*, 85 – *Propygope*, 86 – *Sulcatothyris*, 87 – *Costoconcha*, 88 – *Parahemiptynchina*, 89 – *Caucasothyris*, 90 – ?*Epidothyris*, 91 – *Juvavella*, 92 – *Wittenburgella*, 93 – *Trigorhynchella*, 94 – 95 – границы: 94 – надобластей, 95 – областей, 96 – суша, 97 – вода.

ГЛОБАЛЬНАЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЯ ТЕРМИНАЛЬНОГО ТРИАСА ПО БРАХИОПОДАМ

Гриненко В.С., Баранов В.В.
Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,
grinenkovs@diamond.ysn.ru, vbaranov@diamond.ysn.ru

В конце триаса наша планета была представлена тремя суперконтинентами: Афалией, Пацифидой и Аразией, и двумя континентами на северном и южном полюсах – Гипербореей и Антарктидой [1]. Эти континенты были разделены мелководными эпиконтинентальными морскими бассейнами с максимальной шириной 1500-2000 км (рис. 1). Климатическая поясная зональность обусловила существование в позднем триасе трех зоохорий – Экваториальной, Бореальной и Нотальной надобластей. **Экваториальная** надобласть характеризуется 14 семействами и подсемействами брахиопод: Thecospiridae, Pamirothecinae, Bactrynidae, ?Piarorhynchiinae, Cyclothyridinae, Welleridae, Spiriferininae, Spondylospirinae, Misolinae, Retziidae, Spirigerellinae, Pseudocyrtininae, Dielasmatinae, Aulacothyropsidae. В Экваториальной надобласти выделяются Альпийская, Крымско-Гималайская, Индо-Меланезийско-Китайская, Западно-Северо-Американская и Западно-Южно-Американская области. **Альпийская** область включает территории Западной Европы и Северной Африки и представлена 17 родами: *Crurirhynchia*, *Carapezzia*, *Calcirhynchia*, *Euxinella*, *Caucasorhynchia*, ?*Herangirhynchia*, *Homoeorhynchia*, ?*Planirhynchia*, *Rhynchonelloidea*, *Piarorhynchia*, *Rimirhynchopsis*, *Norella*, *Fissirhynchia*, *Majkopella*, *Oxycolpella*,

Zugmayerella, *Bactrynium*, *Zugmayeria*. **Крымско-Гималайская** область охватывает территории Кавказа, Крыма, Турции, горных систем Памира и Гималаев и характеризуется 20 родами брахиопод: *Crurirhynchia*, ?*Carapezzia*, *Calcirhynchia*, *Euxinella*, ?*Robinsonella*, *Caucasorhynchia*, ?*Herangirhynchia*, *Rhynchonelloidea*, *Piarorhynchia*, *Rimirhynchopsis*, *Norella*, *Fissirhynchia*, *Majkopella*, *Oxycolpella*, *Triadispira*, *Pamirotheca*, *Cubanothyris*, *Zugmayeria*, *Adygelloides*, *Wittenburgella*. Она отличается от Альпийской области присутствием родов ?*Robinsonella*, *Triadispira*, *Cubanothyris*, *Adygelloides*, *Wittenburgella* и *Pamirotheca*. **Индо-Меланезийско-Китайская** область занимает территории севера Индии, Вьетнама, Таиланда, Гвинеи, Индонезии, северо-запада Австралии, Китая и Японии и представлена 13 родами: *Crurirhynchia*, ?*Robinsonella*, *Rhynchonelloidea*, *Piarorhynchia*, *Sakawairhynchia*, *Rimirhynchopsis*, *Pseudohalorella*, *Majkopella*, *Oxycolpella*, *Zugmayerella*, *Pennospiriferina*, *Misolia* и *Pentactinella*. С Крымско-Гималайской областью она имеет только два общих рода *Crurirhynchia*и *Oxycolpella*. **Западно-Северо-Американская** область расположена на территории Западной Канады и штата Невады Северной Америки и характеризуется всего двумя родами *Piarorhynchia*и *Sakawairhynchia*. **Западно-Южно-Американская** область протягивается узкой полосой вдоль западного побережья Южной Америки и характеризуется 6 родами: *Rhynchonelloidea*, *Piarorhynchia*, *Fissirhynchia*, *Clavigera*, *Oxycolpella* и *Zugmayerella*. Наличие четырех общих родов *Rhynchonelloidea*, *Piarorhynchia*, *Oxycolpella* и *Zugmayerella*с Индо-Меланезийско-Китайской областью свидетельствует о тесных биогеографических связях, которые осуществлялись через проливы южного направления. **Бореальная надобласть** характеризуется присутствием подсемейств Piarorhynchiinae, Praemonticlarellinae, Spiriferininae и Spondylospirinae. В ее составе выделяется Сибирско-Аляскинская область, занимающая территории востока Евразии и Аляску. Она представлена 6 родами: ?*Planirhynchia*, *Piarorhynchia*, *Sakawairhynchia*, *Pseudohalorella*, *Zugmayerella* и *Pennospiriferina*. Присутствие на ее акватории 5 общих родов с Индо-Меланезийско-Китайской и 2 родов с Западно-Южно-Американск**ой** областью свидетельствует о стабильности биогеографических связей между ними. **Нотальная надобласть** представлена 5 семействами и 7 подсемействами Wellerelliae (Cirpinae), Rhynchonellidae (Rhynchonellinae), Piarorhynchiinae, Ochotorhynchiidae (Cyclothyridinae), Diplospirirelidae (Clavigerinae), Rastelligeridae (Rastelligerinae). В ее составе выделяется **Новозеландско-**

Новокаледонская область, которая занимает территорию одноименных островов и характеризуется 8 родами: ?*Vincentirhynchia*, ?*Herangirhynchia*, *Sakawairhynchia*, *Fissirhynchia*, *Clavigera*, *Oxycolpella*, *Rastelligera* и *Psioidiella*. Она имеет три общих рода *Fissirhynchia*, *Clavigera* и *Oxycolpella* с Западно-Южно-Американской областью, что свидетельствует о стабильной биогеографической связи между ними.

Наибольшее родовое таксономическое разнообразие наблюдается в Альпийско-Кавказской провинции. Обособленно от нее расположен Мадагаскарский биогеографический район, представленный одним родом – *Pseudogibbirhynchia*. Меланезийская провинция характеризуется значительно меньшим таксономическим разнообразием относительно Альпийско-Кавказской. Здесь присутствуют представители только семи родов: *Pseudogibbirhynchia*, *Prionorhynchia*, *Cirpa*, *Sakawairhynchia*, *Furcirhynchia*, *Gibbirhynchia* и *Lobothyris*. Китайско-Японская провинция характеризуется также низким таксономическим разнообразием. Она представлена родами *Calvirhynchia*, *Cirpa*, *Homoeorhynchia*, *Sakawairhynchia*, *Furcirhynchia*, *Rhynchonelloidea*, *Planirhynchia* и *Lobothyris*. Западно-Южно-Американская область по таксономическому разнообразию уступает только Альпийско-Китайской области. Она характеризуется 16 родами и подродами: *Pseudogibbirhynchia*, *Peregrinelloidea*, *Prionorhynchia*, *Cirpa*, *Homoeorhynchia*, *R. (Rhynchonelloidea)*, *R. (Aalenirhynchia)*, *Furcirhynchia*, ?*Acanthothyropsis*, *Scalpellirhynchia*, *T. (Tetrarhynchia)*, *Gibbirhynchia*, *Ancorellina*, *Lobothyris*, *Cuersithyris*и *Notosia*. На юго-западном обрамлении материка Пацифида расположена **Новокаледонско-Новозеландская** биогеографическая область с двумя провинциями – Новокаледонской и Новозеландской. Первая из них входит в состав Экваториальной, а вторая – принадлежит Нотальной надобласти. Новокаледонская провинция представлена родами *Caledorhynchia*, *Sakawairhynchia*, ?*Murihikurhynchia* и *Furcirhynchia*.

В составе Новозеландской провинции, кроме вышеперечисленных родов, присутствуют представители родов *Prionorhynchia*, *Cirpa*, *Aucklandirhynchia* и *Lobothyris*.

Бореальная надобласть характеризуется 12 семействами и подсемействами: Piarorhynchiinae, Peregrinelloideinae, Prionorhynchiidae, Nucleusorhynchiinae, Davanirhynchiinae, Diholkorhynchiinae, Ochotorhynchiidae, Tetrarhynchiinae, Gibbirhynchiinae, Spiriferininae, Lobothyridinae, Loboidothyrididae. От Экваториальной надобласти она

отличается присутствием представителей трех семейств Prionorhynchiidae, Ochotorhynchiidae и Loboidothyrididae и подсемейства Peregrinelloideinae.

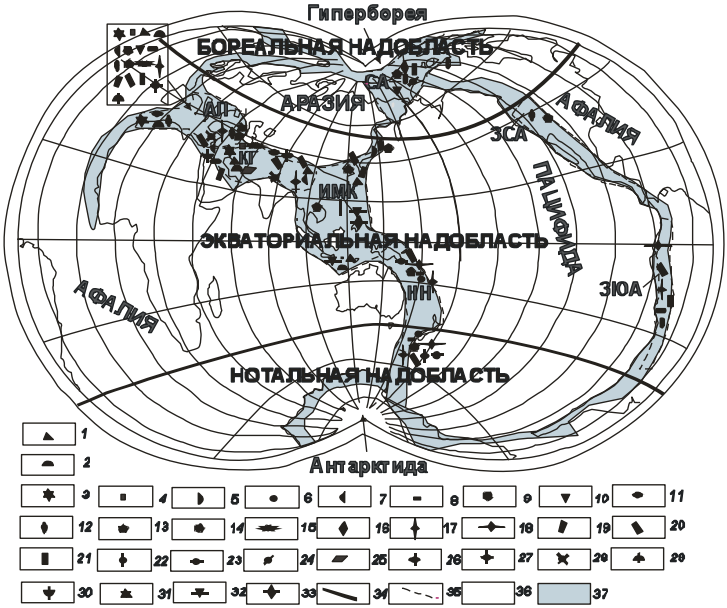


Рис. 1. Схема глобальной палеогеографии и палеобиогеографии терминального триаса по брахиоподам. Биогеографические области: АЛ – Альпийская, ИМК – Индо-Меланезийско-Китайская, ЗСА – Западно-Северо-Американская, ЗЮА – Западно-Южно-Американская, НН – Новокаледонско-Новозеландская; СА – Сибирско-Аляскинская; *1–33* – местоположение родов брахиопод: *1 – Crurirhynchia, 2 – ?Carapezzia, 3 – Calcirhynchia, 4 – Euxinella, 5 – ?Robinsonella, 6 – ?Vincentirhynchia, 7 – Caucasorhynchia, 8 –?Herangirhynchia, 9 – Homoeorhynchia, 10 – ?Planirhynchia, 11 – Rhynchonelloidea, 12 – Piarorhynchia, 13 – Sakawairhynchia, 14 – Rimirhynchopsis,15 – Norella, 16 – Pseudohalorella, 17 – Fissirhynchia, 18 – Clavigera, 19 –Majkopella, 20 – Oxycolpella, 21 – Zugmayerella, 22 – Rastelligera, 23 – Psioidiella, 24 – Pennospiriferina, 25 – Triadispira, 26 – Pamirotheca, 27 – Bactrynium, 28 – Cubanothyris, 29 – Zugmayeria, 30 – Adygelloides, 31 – Wittenburgella, 32 – Misolia, 33 – Pentactinella, 34* – границы надобластей, *35* – границы областей, *36* – суша, *37* – вода.

Биогеографические связи с Нотальной надобластью осуществлялись вдоль шельфа западного обрамления материка Пацифида. Это подтверждается присутствием представителей одного общего семейства Prionorhynchiidae и четырех подсемейств – Peregrinelloideinae,

Tetrarhynchiinae, Gibbirhynchiinae и Lobothyridinae. В Бореальной надобласти выделяется Сибирско-Аляскинская провинция, к ней относится также Западно-Канадская провинция Западно-Северо-Американской надобласти. Обособленно расположен Гренландский биогеографический район, представленный единственным родом *Grandirhynchia*, известным также на территории Англии и Шотландии. Сибирско-Аляскинская область представлена 9 родами и подродами: *Peregrinelloidea, Cuneirhynchia, Sakawairhynchia, Furcirhynchia, Rimirhynchia, Ochotorhynchia, T.* (*Tetrarhynchia*), *Orlovirhynchia* и *Spiriferina*. Западно-Северо-Американская область находится в зоне экотона Экваториальной и Бореальной надобластей. Она характеризуется присутствием представителей родов и подродов *Pseudogibbirhynchia, Homoeorhynchia, Sakawairhynchia, Furcirhynchia, Rimirhynchia, T. (Tetrarhynchia), Gibbirhynchia* и *Lobothyris*. Эти установленные факты подчеркивают стационарность принципиальной модели строения литосферы Земли в терминальном триасе.

Исследование выполнено в соответствии с планом НИИР ИГАБМ СО РАН в рамках проектов № 0381-2016-0001 и № 0381-2016-0002.

Литература:

1. Гриненко В.С., Баранов В.В. Проблемы палеогеографии, палеобиогеографии и стратиграфии терминального триаса Бореальной надобласти: бырандянский ярус // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы VII Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 60-летию Института геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, 5–7 апреля 2017 г.: в 2 т. Якутск: Издательский дом СВФУ, 2017. Т. 2. С. 69–74.

ОПРЕДЕЛЯЮЩАЯ РОЛЬ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ ДИАГОНАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ В ФОРМИРОВАНИИ ЗАЛЕЖЕЙ УВ НА ЮГЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Берзин А.Г.

Северо-Восточный федеральный университет им. М.К.Аммосова, г. Якутск, a_berzin@mail.ru

Ранее на основании проведенных исследований на территориях Непско-Ботуобинской антеклизы (НБА) и глубоких депрессий востока Сибирской платформы сделаны несколько предположений относительно роли

активизированных глубинных разломных систем на юге Сибирской платформы [2].

Формирование месторождений УВ в синхронных отложениях одного рифей-нижнепалеозойского на территории надпорядковых структур юга Сибирской платформы вероятно происходило за счет субвертикальных флюидных потоков из подфундаментных источников и процессов переформирования залежей УВ между продуктивными пластами терригенного комплекса докембрия под влиянием периодической активизации бассейн-образующих разломных систем различной пространственной ориентации.

Залежи УВ в продуктивных пластах терригенного комплекса докембрия образовались под влиянием бассейн-образующих активных разломов ранней северо-восточной и (или) последующей север-северо-восточной и субмеридиональной генераций, а залежи УВ в карбонатных горизонтах венд-кембрия и нижнего кембрия – под влиянием активных разломов поздней северо-западной генерации с унаследованием локальными структурными планами горизонтов простирания этих разломов. При этом в последнем случае, флюидодинамические процессы в зонах активных разломов приводили к одновременному формированию фильтрационно-емкостных свойств карбонатного пласта-коллектора.

Для практического применения установленного влияния разновозрастной активизации разломных систем на формирование залежей УВ при решении задач поиска месторождений УВ особое значение приобретает выявление на месторождениях бассейн-образующей разломной тектоники, активизированной в антропогенное время и следов ее проявления в прошлые эпохи.

Выделение такой тектоники, особенно в первом случае, представляет определенные трудности. Период активизации бассейн-образующих разломов равен времени существования ОПБ (десятки и сотни миллионов лет), в первой половине которого бассейн и разлом подвергаются разнопериодным деформациям, но доминирует режим раздвижения земной коры, а во второй – режим сжатия. Разработаны, например, методы выявления и индексы активности разломов с периодом активизации (сотни или менее лет), запускающих триггерный механизм процессов землетрясений [6], но вопрос идентичности выделенных по ним активизированных разломов и разломов бассейн-образующих систем не изучен. Остаются предполагаемые косвенные признаки идентификации активных разломов, к которым, по нашему мнению, можно отнести

трансрегиональный характер их распространения и линейно-зональный характер размещения залежей, сформированных под их влиянием.

На территории НБА и Вилючанской седловины в границах Республики Саха (Я) нет проблем в идентификации систем разломов северо-восточного и субмеридионального направлений. На картах разломной тектоники различных авторских коллективов, эти направления является преобладающими. Пространственное размещение открытых здесь месторождений с залежами в терригенном комплексе венда наследует доминирующее северо-восточное простирание и подтверждает несомненную связь природы образования этих залежей с системами разломов таких направлений.

Менее однозначным представляется выделение на картах разломной тектоники системы разломов северо – западного направления поздней генерации. Две такие разломные системы были ранее выделены по условным осевым линиям “А-А” и “В-В” на территории НБА по карте магнитного поля ΔТ в предположении, что некоторые протяженные аномалии унаследуют положение разломных систем последней активизации, связанные с формированием залежей в карбонатных пластах [2]. В зону влияния системы “А-А” попадает Талаканское месторождение и далее на ее продолжении Вакунайское, Верхне-Чонское, Даниловское месторождения на территории Иркутского округа, а в зону “В-В” – Иктехское, Верне-Вилючанское и Вилюйско-Джербинское месторождения. Все месторождения с залежами в карбонатах нижнего кембрия (рис. 1)

В поисках обоснования выделенным структурно-тектоническим зонам северо-западного простирания и установления характера регионального поведения за пределами северо-восточной части НБА на обзорную карту надпорядковых структур юга Сибирской платформы вынесен фрагмент схемы разломной тектоники, заимствованный из классической карты нефтегазоносности Сибирской платформы под редакцией А.Э. Конторовича и А.А. Трофимука, охватывающий территорию НБА, Катангской седловины и Байкитской антеклизы [3]. На фрагменте этой схемы легендой карты представлены только генеральные по классификации С. И. Шермана глубинные разломы в кристаллическом фундаменте и осадочном чехле протяженностью более 150 км [5] (см.рис. 1).

На такой ”прореженной” по протяженности разломов схеме доминирует диагональная система, представленная региональными разломами северо-восточного и северо-западного направлений, два разлома из последнего направления (“А-А” и “В-В”), как отмечено выше, подтверждены по

магнитному полю в северо- восточной части НБА как разломы последней генерации (см.рис. 1). На этих основаниях в первом приближении можно полагать, что на схеме отражаются активизированные в прошлом и настоящем разломы различной пространственной генерации.

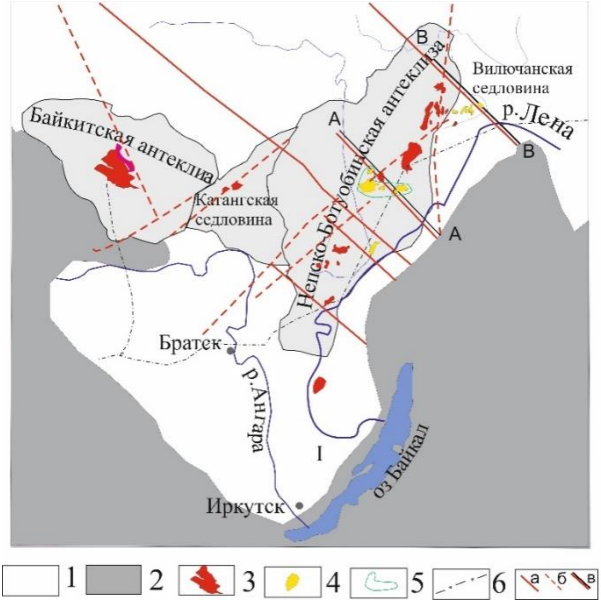


Рис. 1. Обзорная карта надпорядковых структур Сибирской платформы с месторождениями УВ и глубинными разломами.

1 - Сибирская платформа; 2.Складчатое окружение; 3. Месторождения, УВ в которых нет залежей в карбонатах вend-кембрия и нижнего кембрия; 4. Месторождения УВ, в которых есть залежи в карбонатах вend-кембрия и нижнего кембрия; 5.Структурно-тектоническая зона; 6. Трасса строящегося газопровоюда ВСТО; 7.Наиболее крупные нарушения, секущие фундамент и осадочный чехол по [3]: а) северо- западного простирания, б) отличного от северо-западного простирания; в) нарушения, совпадающие с выделенными "А–А"и "Б–Б" по магнитному полю .

Отметим 2-е важные особенности пространственного распределения разломов на схеме, согласующиеся с изложенными положениями о природе месторождений и характере размещения залежей на территории обсуждаемых надпорядковых структур. Первое – разломы поздней северо-западной генерации проходят через территорию НБА и Вилючанской

седловины или находятся на ней и не затрагивают территорию Катангской седловины и Байкитской антеклизы. Два из этих разломов – один на севере, второй в центре НБА, имеют трансрегиональное распространение и пересекают всю Сибирскую платформу. И второе – большинство разломов ранней северо-восточной и субмередио-нальной генерации проходят также через НБА и Вилючанскую седловину (см.рис. 1). Эти особенности размещения разломной тектоники, на наш взгляд, объясняют причину размещения подавляющего числа открытых месторождение на юге Сибирской платформы с залежами в терригенных пластах и карбонатных коллекторах (28 из 35) на территории НБА и Вилючанской седловины.

Следствием, вытекающем из доминантной роли активизированных бассейн-образующих разломных систем в формировании месторождений УВ, должен явиться линейно-зональный характер размещения залежей, особенно в карбонатных коллекторах, который может рассматриваться как один из поисковых признаков.

Системы разломов, определяющие блоковую делимость земной коры и играющие существенную роль в онтогенезе УВ, по мнению большинства исследователей, укладываются в планетарную сетку разломов, главными из которых считаются ортогональные (широтного и меридионального направлений) и диагональные субперпендикулярные (северо-восточного (СВ), ориентированные с юго-запада на северо-восток, и северо-западного (СЗ), ориентированные с юго-востока на северо-запад, направлений). Приоритетность проявления систем в том ли ином регионе определяется спецификой его геологического строения [1].

В изложенном влиянии разломных систем на стадийность образования залежей УВ и разломно-блоковое строение земной коры на юге Сибирской платформы, в частности, проступает более значимая роль диагональной системы разломов планетарных направлений при подчиненной роли ортогональной [4], природу которой предстоит еще выяснить.

Литература:

1. Арчегов В.Б. Блоковая делимость земной коры и нефтегазоносность: тория и методика исследований. // Нефтегазовая геология. Тектоника и практика–2012.–7.–№2.

2. Берзин А.Г. Особенности формировании залежей УВ в пластах терригенного комплекса венда и карбонатах венд-кембрия и нижнего кембрия Непско-Ботуобинской антеклизы. // Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России: мат. VI Всерос. науч-прак. конф. Якутск: Изд. дом СВФУ, 2017- С.

3. Карта нефтегазоносности Сибирской платформы под редакцией А.Э. Конторовича и А.А. Трофимука, 1979 // Геология нефти и газа Сибирской платформы-М.: Недра. –1981.

4. Милосердова Л.В., Шпильман Е.С. Разломно-блоковое строение и новейшие тектонические движения на территории Непского свода по данным геологического дешифрирования космических изображений и цифровой модели рельефа //Труды российского государственного университета нефти и газа им. Губкина. –2011. –№2.–С.12-20.

5. Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977, 102 с

6. Sherman S.I., Dem'yanovich V.M., Lysak S.V. Active faults, seismicity and fracturing in the lithosphere of the Baikal rift system // Tectonophysics, 2004, v. 380, № 3–4, p. 261–272.

НАХОДКА ЧАСТИ СКЕЛЕТА САМКИ ШЕРСТИСТОГО МАМОНТА (*MAMMUTHUSPRIMIGENIUS*) НА ОСТРОВЕ КОТЕЛЬНЫЙ (НОВОСИБИРСКИЕ ОСТРОВА)

Боескоров Г.Г.[1], Мащенко Е.Н.[2], Белолюбский И.Н.[1], Томшин М.Д.[1]

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

2 – Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, г. Москва, evmash@mail.ru

Новосибирские острова, расположенные на крайнем севере Восточной Сибири в позднем неоплейстоцене были частью материка. Благодаря холодному климату здесь до сих пор сохраняются рыхлые льдистые отложения верхнего неоплейстоцена и ископаемые льды этого времени. В них сохраняются не только отдельные костные остатки млекопитающих мамонтовой фауны, но иногда скелеты и замороженные трупы ископаемых зверей. Находки скелетов мамонтов редки, тем более, самок. До сих пор на территории Якутии были известны остатки трупа с некоторыми костями самки с р. Санга-Юрях и практически полный скелет самки мамонта, найденный возле поселка Чекуровка в низовьях реки Лены.

Летом 2012 г. на западной части острова Котельный (Новосибирские острова), на речке Решетникова (координаты GPS N75˚59'542 E138˚36'642) была найдена часть скелета самки мамонта, вытаявшая из льдистых береговых отложений верхнего неоплейстоцена.

Единственным скелетом шерстистого мамонта, найденным на Новосибирских островах, до сих пор был скелет самца [5, 6]. Таким образом, новый скелет является первой находкой самки *M. primigenius* с Новосибирских островов и вторым скелетом шерстистого мамонта. Скелет хранится в Геологическом музее ИГАБМ СО РАН, Якутск (ГМ № 7125/1-43). Сохранены следующие кости скелета: череп, нижняя челюсть, 1-й и 2-й шейные позвонки, 4-10-й и 17-й-20-й грудные позвонки, 1-й-4-й поясничные позвонки, крестец, 1-й-5-й хвостовые позвонки, лопатки, 2-е правое ребро, 1-е, 2-е, 11-е и 16-е левые ребра, левые кости предплечья, бедренные кости, тазовые кости, ладьевидная, первая клиновидная и таранная кости. На первом шейном и грудных позвонках сохранились остатки мягких тканей. Радиоуглеродный возраст скелета определен в 31822±271 лет (ETH-62964) и >45000 лет (GrA-60422). Обе даты относятся к позднему неоплейстоцену, времени каргинского интерстадиала.

Таблица 1

Размеры костей скелета взрослых самок шерстистого мамонта из Восточной Сибири

Размеры костей и скелета (см)	Местонахождения скелетов и их радиоуглеродный возраст			
	Остров Котельный, 31822±271, >45000 лет	Р. Кастыхтах, Таймыр, 26830±430 лет (ИЭМЭЖ-1409) [7]	Чекуровка, низовья р. Лены, 22940±100, 23220 ±110 лет [2]	Р. Санга-Юрях, Яно-Индигирская низменность, 29500, 44000 лет [1, 3]
Кондило-базальная длина черепа	980	-	877	787
Максимальные поперечные диаметры альвеол бивней	11,6/10,2	7,5/-	7,8/7,3	-
Бедренная кость (наибольшая длина)	878	880	914	916
Локтевая кость (длина от переднего края полулунной вырезки до дистального конца)	548	463	570	548
Лопатка (высота от вершины до	650	403	596	-

суставной впадины)				
Высота скелета	205-211*	224	225	225*

*восстановленная

Мамонт с о-ва Котельный имеет последнюю смену зубов М3/м3, сильно изношенных. На правом М3 сохранилось 10 эмалевых пластин (ширина коронки 78 мм). На левом М3 сохранилось 12,5 пластин (ширина коронки 71,5 мм). Толщина эмали на жевательной поверхности М3/м3 составляет 1,8 мм, что характерно для шерстистого мамонта. Эпифизы и апофизы всех костей скелета сросшиеся и линии швов облитерированы. Смена зубов соответствует таковой 58-62-летнего азиатского слона [10] или 52-56-летнего африканского слона [8].

Размеры крупных костей скелета мамонта с о-ва Котельныйи сравнение их с таковыми других взрослых самок мамонтов (имеющих зубы последней генерации М3) приведены в таблице 1. Сравнивались размеры костей скелета следующих самок мамонта: Санга-Юряхский мамонт, старая самка 50-55 лет, остатки трупа раскопаны в 1908 г. [4, 9]; Чекуровский мамонт, взрослая самка 40 лет, скелет раскопан в 1960 г. [2]; Кастыхтахский мамонт, взрослая самка 35-40 лет, скелет раскопан в 2008 г. [7]. По длинам трубчатых костей самка с Котельного – одна из наименьших, что несомненно отражалось на ее небольшом росте (табл. 1). В то же время эта особь отличалась длинным черепом, что, по-видимому, было связано с обладанием достаточно больших бивней, о чем свидетельствует крупная альвеола (табл. 1).

Можно предположить, что мамонты с территории современного острова Котельный были несколько меньше по размерам тела, чем мамонты с материка, что, возможно, было связано с более скудной кормовой базой в высокоширотной Арктике.

Исследования выполнены по плану НИР ИГАБМ СО РАН, подраздел 126, Программа СО РАН IX.126.1

Литература:

1. Аверьянов А.О., Барышников Г.Ф., Гарутт В.Е., Гарутт Н.В., Фомичева Н.Л. Волжская фауна плейстоценовых млекопитающих в геолого-минералогическом музее Казанского университета. Казань: изд-во Казанского университета. 1992. 161 с.6.

2. Боескоров Г.Г., Черкашина А.П., Белолюбский И.Н., Зайцев А.И. Особенности морфологии и палеоэкологии Чекуровского мамонта // Отечественная геология. 2009. № 5. С. 84-90.

3. Верещагин Н.К., Тихонов А.Н. Экстерьер мамонта. Якутск: ИМ СОАН СССР. 1990. 80 с.

4. Воллосович К.А. Раскопки Санга-Юряхского мамонта в 1908 г. // Изв. Имп. АН. СПБ. 1909. 1-й полутом. С. 437-458.

5. Воллосович К.А. Мамонт о. Большой Ляховский (Новосибирские о-ва). Геологический очерк // Записки минералог. о-ва. 1915. 2 сер. Ч. 50. С. 305-338.

6. Тихонов А.Н. Мамонт, *Mammuthusprimigenius* (Elephantidae, Proboscidea) с острова Большой Ляховский, Восточная Сибирь // Труды ЗИН РАН. 1996. Т. 270. С. 167-185.

7. Kirillova I.V., Shidlovsky F.K., Titov V.V. Kastykhtakh mammoth from Taimyr (Russia) // Quaternary International. 2012. V. 276-277. P. 269-277.

8. Laws R.M. Age criteria for the African elephant, *Loxodonta a. africana* // East African Wildlife Journal. 1966. Vol. 6. P. 1-37.

9. Pfizenmayer E.W. Siberian man and mammoth. London: Blackie & Sons. 1939. 315 p.

10. Roth V.L., Shoshani J. Dental identification and age determination in *Elephas maximus* // Journal of Zoology (London). 1988. Vol. 214. P. 567–588.

ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ УСТЬ-ОЛЕНЕКСКОЙ СИСТЕМЫ СКЛАДОК И СЕВЕРА ОЛЕНЕКСКОГО ПОДНЯТИЯ ПО ДАННЫМ ТРЕКОВОГО ДАТИРОВАНИЯ АПАТИТА

Васильев Д.А.[1], Прокопьев А.В.[1], Худолей А.К.[2], Казакова Г.Г.[3], Ветров Е.В.[4]

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

4 – Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, г. Новосибирск

Для трекового датирования были отобраны образцы (всего 14) из ключевых структур Оленекского сектора ВСНП. Отобранные образцы

локализуются в следующих тектонических структурах: Приморская и Усть-Оленекская антиклинали Усть-Оленекской системы складок, Лено-Анабарский прогиб и Оленекское поднятие [1, 2, 3]. Трековое датирование проведено в двух независимых лабораториях A2Z (ApatitetoZircon, Inc) в США и университета Гента (Universiteit Gent) в Бельгии по стандартным методикам [4, 5].

Изучение распределения длин треков и трековых возрастов, а также степени перезагруженности трековых систем позволяет нам выделить две группы образцов: **раннеюрскую** (~199 млн. лет) и **позднемеловую** (86-75 млн. лет). В первую группу входят образцы, отобранные из всех тектонических структур региона: по два – из пермских и триасовых толщ Оленекского поднятия и Усть-Оленекской антиклинали, и один – из верхнеюрско-нижнемеловых отложений южного, приплатформенного крыла Лено-Анабарского прогиба. Во вторую группу входят образцы, отобранные из структур Лено-Анабарского прогиба и Усть-Оленекской системы складок. К этой же группе относиться наиболее представительный образец, имеющий трековый возраст 75 млн. лет. Среди образцов этой группы, отобранных с отложений Усть-Оленекской системы складок, следует заметить постепенное омоложение трековых возрастов – от 86 млн лет в центральной части Таймылырской синклинали на юге, до 75 млн лет на территории Приморской антиклинали, на севере, на побережье моря Лаптевых.

Интерпретация графиков термальной эволюции позволяет сделать несколько выводов. В целом, на изучаемой территории, предполагается денудация 1,8–3,4 км пород [6]. Мощность денудированного материала в центральной части Лено-Анабарского прогиба, возможно, достигала 3 км.

Три образца указывают на погружение (нагрев) территории. Первый из них, отобранный с северного края Оленекского поднятия, показывает погружение на рубеже 100-60 млн. лет примерно на 330-400 м. Два других образца указывают на погружение в интервале 140-100 млн. лет. Эти образцы, локализованные у южного и северного края Лено-Анабарского прогиба, вероято, были погружены на ~ 2 км.

Самую большую скорость денудации (остывание 15ºС/млн. лет) показывает наиболее представительный образец изучаемой территории, отобранный с Приморской антиклинали. Это скоростное значение настолько велико, что наиболее вероятно денудация сопровождалась интенсивным тектоническим поднятием [6]. Следующие по величине скорости денудации (остывание 5-9°С/млн. лет), показывают два образца,

отобранные практически из одного и того же места, в центральной части Усть-Оленекской антиклинали и относящиеся к раннеюрской группе образцов. Они фиксируют интенсивную денудацию примерно 195-185 млн. лет назад. Предположительно, эта денудация соответствует раннеюрскому размыву территории. Наиболее представительный образец Лено-Анабарского прогиба фиксирует относительно высокоскоростную денудацию (остывание 2°С/млн. лет) во временном промежутке 45-30 млн. лет. Это событие, возможно, соотносится либо с началом формирования крупных рифтовых и грабеновых структур в акватории моря Лаптевых, либо с палеогеновым растяжением, ставшим причиной образования системы грабенов, расположенных восточнее, на территории Хараулахского хребта. Возможно, некоторое современное (7 млн. лет – настоящее время) усиление денудационных процессов фиксируют образцы (скорость остывания от 1,4 до 2°С/млн. лет), локализованные на северной оконечности Оленекского поднятия. Следует также отметить, четыре, к сожалению не слишком представительных образца, фиксирующих на рубеже 110-60 млн. лет денудационную стабилизацию на уровне зоны частичного отжига (90-70°С).

В результате проведенных исследований четко фиксируется только одно термотектоническое событие:

1. 86-60 млн. лет (поздний мел - палеоцен). Этот интервал фиксируется наиболее представительным образцом, имеющим трековый возраст 75 млн. лет и, в целом, подтверждается датировками других, менее надежных образцов. Интерпретация графиков термальной эволюции показывает наибольшую скорость денудации, вероятно связанную с интенсивным тектоническим поднятием 65-60 млн. лет назад. Этот временной промежуток, возможно, показывает заключительную часть формирования Усть-Оленекской системы складок [1]. Также следует упомянуть отмеченное ранее постепенное омоложение трековых возрастов с юга на север от 86 до 75 млн. лет. Данное омоложение возрастов, возможно, косвенно, подтверждает тыловую последовательностью формирования складчатых структур.

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

1. 199-185 млн. лет (ранняя юра). Этот возрастной интервал фиксируется трековыми возрастами и графиками термической эволюции. Интерпретация

графиков термической эволюции дает интервал в 195-185 млн лет. Этот временной интервал, как упоминалось ранее, вероятно, отвечает раннеюрскому размыву по всему региону. Амплитуду размыва оценить сложно, однако возможно предположить, что около 800-1500 м.

2. 140-100 млн. лет (ранний мел). Погружение территории Лено-Анабарского прогиба, равное примерно 2 км по краям и около 3 км в центральной части, возможно, связано с формированием этого прогиба. Постепенная и незначительная денудация территории Усть-Оленекской системы складок и Оленекского поднятия продолжается.

3. 45-20 млн. лет (эоцен - ранний миоцен). Данный возрастной интервал выделяется по относительно высокой скорости охлаждения (денудации). Природа этого этапа денудации остается дискуссионной, возможно она связана с ошибкой модели стирания треков при их отжиге. С другой стороны, денудация может быть связана с формированием расположенных восточнее изучаемой территории палеогеновых грабенов (Кенгдейский и др.).

4. 7-0 млн. лет (миоцен - настоящее время). Данный интервал выделяется относительно высокой скоростью денудации у двух образцов: из Оленекского поднятия и из Лено-Анабарского прогиба. Вероятность, что эта денудация фиксируется в результате ошибки использованной модели стирания треков при их отжиге, очень высока. Однако, возможно, что эта денудация связана с некоторыми современными движениями, т.к. в настоящее время отмечается высокая сейсмичность в этом регионе.

Исследование выполнено по плану НИР ИГАБМ СО РАН (проект 0381-2016-0001), при частичной поддержке гранта РФФИ № 16-05-00705.

Литература:

1. Васильев Д.А., Прокопьев А.В. Структура и тектонофизика Усть-Оленекской системы складок (Арктическая Якутия) // Наука и образование. 2012. №3 (67). С.7-13.

2. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Оленекская. Лист S–51–XXV, XXVI. – Москва. 1971.

3. Прокопьев А.В., Дейкуненко А.В. Деформационные структуры складчато-надвиговых поясов // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М. Парфенова, М.И. Кузьмина. – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 156– 198.

4. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит. Методы трекового и структурного анализа. Труды Геологического института РАН. Вып. 577. Москва: Наука. 2008. 320 с.

5. Фор Г. Основы изотопной геологии. Москва: Мир, 1989. 585 с.

6. Summerfield M.A., Brown R.W. Geomorphic factors in the interpretation of fission-track data. – In: Advances in fission-track geochronology, Van den haute, P. and De Corte, F. (Editors). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 1998. P. 269-284.

ТРАППЫ ДАЛДЫНО-АЛАКИТСКОГО РАЙОНА

Васильева А.Е., Копылова А.Г.

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

lexy_v@rambler.ru

Алакит-Котуйканский глубинный разлом определяет границу между Тунгусской синеклизой и Анабарской антеклизой [2]. К этой зоне приурочена серия интрузивов, располагающихся в долине верхнего течения р. Оленек и бассейне р. Алакит [1], результаты исследования которых приводятся в настоящей работе. При изучении состава пород были проведены петрографические, петрохимические и геохимические анализы с применением силикатного, эмиссионного спектрального (Ni, Co, Cr, V, Ba, Sr, Zr, Nb, Y, Yb) и ICP-MS методов анализа. Все исследуемые в данном районе траппы по структурно-петрографическим признакам, степени дифференциации, количественному соотношению и составу породообразующих минералов делятся на две группы или на два типа [3].

Первая из них является доминирующей. Она представлена недифференцированными силлами и дайками сложеными средне- и мелкозернистыми долеритами и габбро-долеритами с пойкилоофитовой и, реже, офитовой структурами. В её минеральном составе 48-55 % объема занимает плагиоклаз (An_{50-65}), до 20-30 % клинопироксен (Fs_{20-28}), до 3-10 % оливин (Fa_{47-60}), 5-6 % окиснорудные минералы и до 10 % вторичные минералы и мезостазис. Плагиоклаз в основном своем большинстве образует призмы и лейсты лабрадорового состава и, реже, порфировые таблицы, содержащие, как правило, в центральных частях оплавленные ядра битовнита (An_{72-81}). Клинопироксен образует близкие к идиоморфным таблитчатые кристаллы авгитового состава. Реже встречаются пижонит и салит. Оливин образует изометричные мелкие зерна, формирующие скопления из 3-4 кристаллов. Оливин почти всегда замещен минералами иддингсит-боулингитовой группы – от узких каемочек до полных

псевдоморфоз. Окисно-рудные минералы представлены ксеноморфными агрегатами или неправильными табличками титаномагнетита.

Интрузивы магматитов второй группы распространены в меньшей степени, сложены они крупно- и среднезернистыми пироксенофировыми габбро-долеритами. Количество плагиоклаза в них увеличивается, до 55-64 %, содержание клинопироксена варьирует от 18 до 30%, оливина 5-12%, титаномагнетита 3-5%, доля мезостазиса меньше – 3-7% от общего объема пород. Минеральный состав несет признаки докамерной кристаллизации расплава. Плагиоклаз более основного состава, представлен лабрадор-битовнитом (An_{62-80}). Установлено две генерации железомагнезиальных минералов. К ранним фазам относятся округлые зерна порфировидного авгита (Fs_{15-17}) и крупные изометричные оливина (Fa_{47}). Во внутрикамерных условиях кристаллизовались более железистые разности – пироксен состава (Fs_{16-24}) и мелкие зерна гортонолита (Fa_{57}).

Все интрузивы Алакит-Котуйканской зоны являются производными основной магмы толеитового состава (рис. 1а), нормальной щелочности, умеренной железистости и магнезиальности. При этом выделенные по петрографо-минералогическим признакам группы пород отличаются по химическому составу. Траппы I типа значимо обогащены титаном (1,4-1,8 % TiO_2), фосфором, щелочами, в них выше содержание железа (12-13% FeO_{tot}), причем только за счет его восстановленной формы, индекс магнезиальности Mg# варьирует в пределах 49-57. Долериты II типа являются низкотитанистыми (0,7-1,2 % TiO_2), маложелезистыми (9-11% FeO_{tot}), с более высоким содержанием SiO_2, CaO и индексом магнезиальности (Mg#=61-66). При близости средних значений Al_2O_3 в породах обоих типов, все же следует отметить, что эти показатели для второй группы выше. Диапазон изменения глиноземистости в них более широк и на общем фоне выделяются лейко-кратовые габбро-долериты, в которых зафиксированы максимальные содержания SiO_2 (>49 мас. %) и Al_2O_3 (>18 мас. %). В более дифференцированных породах второй группы установлено повышенное содержание CaO и наблюдается положительная корреляция между содержанием CaO и SiO_2. Выделенные группы траппов отчетливо разделяются по содержанию несовместимых элементов, распределение которых показано на диаграмме (рис.1б) и приведено в таблице (в ppm). Долериты I типа обогащены REE, суммарное содержание которых в них выше 64-88 ppm, чем в породах II типа – 33-51 ppm. Спектры распределения в обоих типах субпараллельные умеренно дифференцированные: отношение $(La/Yb)_n$=2,5-3,7 для I и 2,1-3,3 для II типа. Только в

отдельных интрузивах 1 типа отмечена слабая отрицательная европиевая аномалия (Eu/Eu^* =0,80-0,96), а для долеритов 2 типа более характерна положительная аномалия (Eu/Eu^*=1,02-1,19).

Это отражается на трендах распределения слабо проявленным Eu-минимумом в долеритах интрузивов I типа и положительной аномалией элемента в породах II типа.

На спайдер-диаграммах спектров долеритов второго типа заметно фиксируются максимумы Sr и Eu, обеспеченные активным вхождением этих элементов в раннемагматический высококальциевый плагиоклаз.

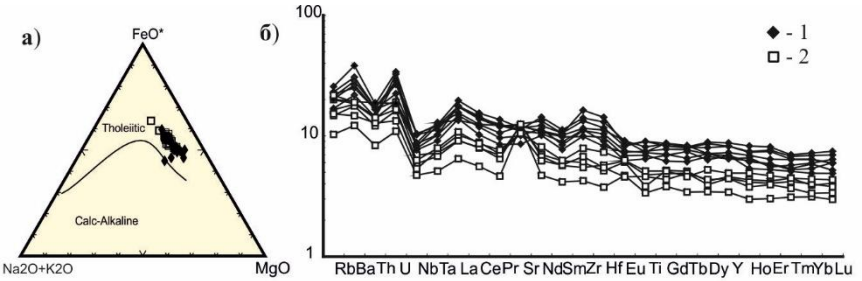


Рис. 1 а) Диаграмма [(Na2O+K2O)-FeO*-MgO] (Irvine, Baragar, 1971); **б**) Распределение несовместимых и редкоземельных элементов, нормированных к примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) : 1 - первая группа; 2 - вторая группа.

Даже не слишком существенное повышение содержания калия в долеритах первого типа вызывает обогащение связанных с ним крупноионных литофилов - Rb, Ba, Cs. Но более значимо породы выделенных типов различаются по степени обогащения высокозарядными несовместимыми элементами (HFSE) – Th, U, Zr, Nb, Y, Hf, Ta и REE, восновных породах, активно входящих в окисно-рудные титановые минералы. В трапповых интрузивах первой группы концентрации всех HFSE значительно выше их содержаний в низкотитанистых траппах II группы. Эти элементы связаны положительными корреляциями друг с другом, а также с TiO_2 и P_2O_5 в обеих группах пород, что иллюстрирует их однотипное поведение при становлении интрузивов. Общим для трендов всех исследуемых траппов является наличие характерного Nb-Ta минимума.

В долеритах II типа установлены повышенные содержания сидерофильных элементов, геохимическая история которых связана с Fe-Mg-минералами. Для никеля эти данные равны 146 в первой группе интрузивов и 178 во второй, для Co 52 и 54, для Cr 168 и 185. для Sc 46 и 40.

Таблица

Средние составы траппов

	1 тип	2 тип		1 тип	2 тип
SiO_2	48	48,73	Cs	0,4	0,52
TiO_2	1,51	0,96	Rb	13,14	10,42
Al_2O_3	15,25	15,23	Th	1,08	0,93
Fe_2O_3	4,09	3,4	U	0,56	0,36
FeO	9,01	8,06	Nb	6,05	4,02
MnO	0,19	0,17	Ta	0,46	0,48
MgO	7,63	7,97	Zr	127	68
CaO	10,35	12,19	Hf	3,21	1,69
Na_2O	2,34	2,03	Y	31,6	20,5
K_2O	0,58	0,42	Pb	3,11	2,34
P_2O_5	0,17	0,12	La	10,19	6,56
H_2O	0,6	0,44	Ce	21,54	13,87
CO_2	0,06	0,17	Pr	2,9	1,81
S	0,07	0,06	Nd	14,83	8,89
F	0,03	0,03	Sm	3,96	2,49
Сумма	99,89	99,85	Eu	1,25	0,94
Mg#	52	56	Gd	4,25	2,78
f	63	59	Tb	0,76	0,5
n	94	43	Dy	5,1	3,13
Ni	146	178	Ho	1,04	0,66
Co	52	54	Er	2,68	1,8
Cr	168	185	Tm	0,56	0,33
V	320	230	Yb	2,78	1,85
Sc	47	37	Lu	0,42	0,28
Ba	164	149	Ga	20,12	16,24
Sr	189	234	Ge	1,6	1,4
Cu	172	170	Mo	1,4	1
Zn	101	99	W	0,57	0,42
n	-31	-19	Be	0,63	0,37
			n	9	5

Примечание: Определение оксидов проводилось силикатным методом (ИГАБМ СО РАН), редких элементов - эмиссионным спектральным (ИГАБМ СО РАН) и ICP-MS (ИМГРЭ). n – размер выборки (в скобках размер выборки микроэлементов, определенных спектральным методом).

Более значительно они различаются по содержанию ванадия (320 в I группе и 230 во II), причем максимально обогащены (до 450 ppm) интрузивы с наиболее высоким содержанием железа и титана. Для элементов, проявляющих халькофильные и сидерофильные свойства в траппах с низким содержанием серы свойственно рассеиваться в железомагнезиальных и окисно-рудных минералах. Содержание Cu и Zn в однотипных телах изменяется в узких пределах. Свинец и сурьма распределены достаточно равномерно без ураганных значений в объеме интрузивов обоих типов изменяясь в диапазоне 1,2-3,6 Pb и 0,08-0,47 Sb. Концентрации Ga, Ge, Mo, W в исследуемых долеритах находятся на уровне типичном для основных пород, но при этом отмечается невысокое, но стабильное обогащение этими элементами долеритов I петрохимического типа. В первом и втором типах траппов в среднем содержится соответственно 20 и 16 галлия, 1,6 и 1,4 германия, 1,4 и 1,0 молибдена, 0,57 и 0,42 вольфрама. Концентрации Ga и Ge связаны четкими положительными корреляциями друг с другом.

Геохимия легкого литофиль-ного бериллия в траппах изучена слабо. По полученным нами данным содержание его изменяется в пределах 0,52-0,71в долеритах первой группы и 0,30-0,39 второй. Распределение его в изученных траппах связано положительными корреляциями со всеми REE, но особенно четко она проявлена для легких лантаноидов – La, Ce, Pr и Nd.

Литература:

1. Васильева А.Е., Томшин М.Д., Константинов К.М. Трапповый магматизм зоны сочленения Тунгусской синеклизы и Анабарской антеклизы // Наука и образование. 2006. №4. С.40-44.

2. Горнштейн Д.К., Мокшанцев К.Б., Петров А.Ф. Разломы восточной части Сибирской платформы // Разломная тектоника территории ЯАССР. – Якутск: ЯФАН, 1976. С.10-63.

3. 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

НОВЫЙ ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ (КЫСЫЛ-СЫРСКИЙ) ПОЗДНЕ-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ДЮННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (ДЪОЛКУМИНСКАЯ СВИТА) В БАССЕЙНЕ НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. ВИЛЮЙ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЯКУТИЯ)

Галанин А.А., Павлова М.Р., Шапошников Г.И.

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск,

agalanin@gmail.com

Сведения стратиграфии покровных дюнных отложениях Центральной Якутии базируются на единичных опорных разрезах в среднем течении р. Лены, среди которых наиболее изучены обнажения Песчаная гора. Здесь на протяжении 7-километрового обрыва 25-30 метровой террасы вскрываются специфические перекрестно-слоистые кварцевые супеси мощностью до 15-20 м, выделенные в дъолкуминскую свиту позднего неоплейстоцена [1]. В 2012-2015 гг. на правобережье р. Вилюй в 25 км ниже п.Кысыл-Сыр нами изучен новый опорный разрез дьолкуминской свиты для данного региона. Кысыл-Сырский дюнный массив (63°54′; 123°16′) имеет эллипсовидную форму (6×3,5 км, площадь 19 км^2) и ориентирован в юго-западном направлении. Вскрывающаяся в речном обрыве его северная часть имеет абсолютные отметки до 110-116 м и возвышается над урезом р.

Вилюй в виде террасы высотой 30-36 м. На основе нескольких расчисток (рис. 1) установлено следующее строение.

Аллювиальные отложения. В основании в интервале 75-88 м (здесь и далее мощности приведены в абсолютных высотах над уровнем моря) залегает пачка аллювия, образованная переслаивающимися пакетами косослоистых средних песков палевого цвета с мелким гравием (русловая фация) и горизонтально слоистых темно-серых местами сизых пылеватых супесей (пойменно-старичная фация). Мощность пакетов русловой и пойменной фаций варьирует от 3-4 до 40-50 см. Гранулометрический состав русловой фации (6 образцов) следующий: средний размер зерен (x, мкм) 342,7±26,41, коэффициент сортировки (σ, φ) 1,5±0,03, асимметрия (α, φ) -0,10±0,15, эксцесс (τ, φ) 1,42±0,11. Гранулометрический состав пойменной фации (4 образца) следующий: x=160±37, σ=1,66±0,04, α=-0,1±0,06, τ=0,92±0,11.

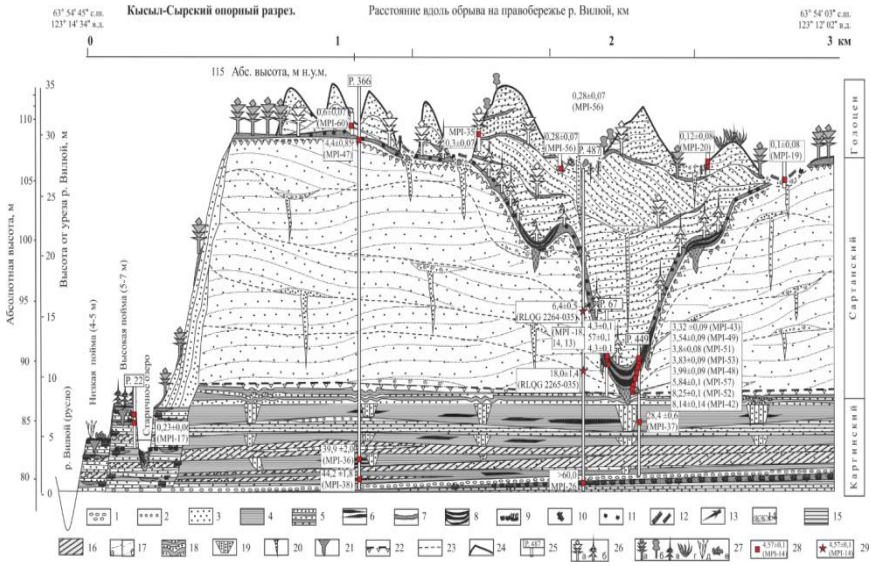


Рис. 1. Сводный разрез Кысыл-Сырского тукулана в обнажении берегового обрыва р. Вилюй. Литология (1-14): 1 – галька, 2 – мелкий гравий, 3 – средний песок, 4 – супесь пылеватая, 5 – переслаивание песка и суглинка, 6 – растительный детрит, 7 – палеопочвы, 8 – торфяники, 9 – кустарничковый торф, 10 – древесина, 11 – угли, 12 – орштейны, 13 – фульгуриты, 14 – ветрогранники. Текстуры седиментационные: 15 – горизонтальная; 16 – косослоистая; 17 – пологая (а) и крутая (б) перекрестно-

слоистая. Текстуры эпигенетические (18-23): 18 – волнистая криотурбированная; 19 – полигональные песчаные жилы; 20 – жилы по трещинам отседания; 21 – инфильтрационно-гумусовые жилы; 22 – крупные дефляционные несогласия; 23 – предполагаемые второстепенные дефляционные несогласия; Прочие обозначения (24-29): 24 – поверхность современной накидной дюны; 25 – расчистки и их номера; 26 – мертвые сосны (а) и лиственницы (б); 27 – живые сосны (а), березы (б) и куртины кедрового стланика (в); 28 – С14- датировки; 29 – ОСЛ-датировки

В аллювиальных супесях преобладаюткварц (60-85%), полевые шпаты (5-20%), иногда обломки кварц-полевошпатовых песчаников (1-40%). Содержание тяжелой фракции в некоторых фациях аллювия достигает 1-2%. Характерной чертой является высокое содержание биотита, мусковита и хлорита в группе прочих минералов (рис. 1).

Среди обломков древесины (плавник), обнаруженных в аллювиальной пачке, были идентифицированы ель, лиственница и кустарниковая береза (*Piceasp., Larixsp., Betulaexilis (?)*). Здесь же было найдено ребро бизона (*Bisonsp*). На основании серии радиоуглеродных датировок, лежащих в интервале 45-30 тыс. л.н., формирование отложений отнесено к концу каргинскоготермохрона (МИС 3).

Дюнные отложения представлены перекрестно-слоистыми песками, охватывают интервал 88-110 (116) м, слагая верхние две трети Кысыл-Сырского обнажения (см. рис. 1). Они представлены двумя пачками, резко разделенными друг от друга поверхностью погребенного рельефа с хорошо развитым горизонтом палеопочвы. Гранулометрический состав обеих пачек весьма сходен и стабилен по разрезу (12 образцов): средний размер зерен (x, мкм) 301±41, коэффициент сортировки (σ, φ) 1,6±0,09, асимметрия (α, φ) - 0,22±0,08, эксцесс (τ, φ) 1,03±0,2.

Минералогический состав обеих пачек сходен: кварц (85-97%), полевой шпат (1- 10%). В тяжелой фракции – единично гранаты, рутил, ильменит. Среди новообразований - органические включения, гидроокислы железа и марганца, хлорит, глинистые минералы. Изредка – яшмы, халцедоны, панцири диатомовых водорослей.

Нижняя пачка полого слоистых дюнных супесей максимальной мощностью 10-12 м залегает на пойменном аллювии. В северо-восточной части обнажения она смыкается с закрепленной сосновым лесом поверхностью террасы на абсолютных отметках 108-110 м. В западной части обнажения мощность отложений сокращается до 1-2 м, а кровля пачки снижается до отметок 90 м. На основе двух ОСЛ-датировок, полученных

вблизи подошвы (18,0±1,4 тыс. л.н.) и кровли (6,4±0,5 тыс. л.н.), отнесена к сартанскому криохрону (МИС 2).

Маркирующий горизонт развитой палеопочвы мощностью 0,5-1 м свидетельствует о продолжительном периоде практически полного закрепления дюнного массива. На основании серии радиоуглеродных датировок торфяника закрепление массива происходило на протяжении бореального оптимума голоцена 9-3,5 тыс. л.н.

Верхняя пачка дюнных песков мощностью от 3 до 20 м залегает выше горизонта палеопочвы. Дюнные супеси имеют резкую перекрестную слоистость, содержат большое количество вертикально погребенных стволов деревьев, прослоев слабо развитых почв. Радиоуглеродные даты (рис. 1) указывают, что современная активизация дюнных процессов началась в последнем тысячелетии.

Структурные особенности дюнных отложений заключаются в низкой влажности/льдистости и распространении крупной перекрестной слоистости, падающей несогласно направлению современных водотоков под углами 15-20° и более. Этот тип слоистости формируется в головных частях параболических и копьевидных дюн повышенной мощности, а также в накидных гребневидных дюнах, трассирующих бровки речных обрывов.

Особенности строения Кысыл-Сырского разреза указывают на идентичность его фациального состава и возраста отложениям дъолкуминской свиты, исследованным в среднем течении р. Лены в обнажениях Песчаная гора, Усть-Ботуомское, Диринг-Юрях и др. [1]. Накопленный к настоящему времени объем абсолютных датировок свидетельствует о формировании данной свиты в интервале 28-12 тыс. л.н. (МИС 3). Широкое распространение дюнных отложений дьолкуминской свиты, ее покровное залегание на различных гипсометрических уровнях и элементах рельефа свидетельствуют о катастрофическом иссушении и опустынивании территории Центральной Якутии на рубеже позднего неоплейстоцена и голоцена.

Благодарности. *Исследования выполнены при частичной поддержке РФФИ №№ 17-05-00954, 18-45-140012.*

Литература:

1. Камалетдинов В.А., Минюк П.С. Строение и характеристика отложений бестяхской террасы Средней Лены // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 1991. № 60. С. 68–78.

НОВЫЕ АБСОЛЮТНЫЕ С-14 ДАТИРОВКИ ПОКРОВНЫХ СУПЕСЧАНЫХ (ДЮННЫХ) ОТЛОЖЕНИЙ ДЪОЛКУМИНСКОЙ СВИТЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ

Галанин А.А., Шапошников Г.И., Павлова М.Р., Скрябина А.С.
Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск,
agalanin@gmail.com

Современные представления о позднечетвертичных дюнных отложениях Центральной Якутии базируются на единичных опорных разрезах в среднем течении р. Лены, среди которых наиболее изучены обнажения Песчаная гора [6]. Первоначально эоловые отложения Песчаной горы относили ко второй половине неоплейстоцена, затем В.В.Колпаков [7] отнес ее с самаровскому времени среднего неоплейстоцена. Первые C^{14}-датировки (17,2±0,5 тыс. л.н., ИМ 760) подтвердили сартанский (МИС 3) возраст свиты [5, 6]. Позднее к эоловым отложениям дъолкуминской свиты были отнесены субгоризонтально и перекрестно-слоистые супеси бестяхской (40-50 м) террасы р. Лены, вскрывающиеся в обнажениях Усть-Ботуомское, Диринг-Юрях и др. [5, 6, 8].

В 2007 г. на основе более 50 абсолютных ОСЛ- и C^{14}-датировок установлено широкое распространение супесчаных дюнных образований до 20 м мощностью в бассейнах рек Дянышко и Тумара. С 2012 г. по настоящее время в Радиоуглеродной лаборатории ИМЗ СО РАН было получено значительное количество абсолютных датировок для новых разрезов дъолкуминской свиты, а также подстилающих и перекрывающих отложений на подошве и кровле [2, 3].

Несколько новых датировок получены также коллегами для перекрестно-слоистых песков и супесей в пределах бестяхской террасы правобережья р. Лены [1]. Здесь мы решили привести список новых абсолютных датировок (табл. 1), позволяющий более четко оценить хронологический объем и распространение покровных перекрестно-слоистых кварцевых супесей дъолкуминской свиты в регионе.

Таким образом, к настоящему времени для Центральной Якутии получен значительный объем абсолютных датировок перекрестно-слоистых супесчаных отложений дъолкуминской свиты, свидетельствующих о ее формировании от конца каргинского термохрона до начала голоцена (от 35 тыс. до 10-12 тыс.л.н.). Наиболее широких масштабов дюнообразование достигло в сартанский термический минимум

(21-18 тыс. л. н.). Эоловой переработке подвергались элювиальные, склоновые, аллювиальные, озерные и ледниковые отложения разного возраста на всех гипсометрических уровнях.

Таблица 1

Новые абсолютные датировки отложений дъолкуминской свиты Центральной Якутии, полученные в 2012 - 2017 гг.

Лабораторный номер	Глубина отбора м	Материал пробы	Вмещающие отложения	^{14}C, BP	Cal BP, α>95,4%
Мертвые деревья и пни в котловинах выдувания Кысыл-Сырского тукулана					
MPI-15	0,55-0,85	Сосна (63°55'34"; 123°16'4")		Современный	
MPI-56	0-0,3	Ствол лиственницы (63°55’10”; 123°14’17)		280± 65	500-265
MPI-19	2,9	Лиственница (63°54'38" 123°13'40")		100 ± 80	290-0
MPI-20	1	Лиственница (63°54'37"; 123°13'40")		120 ± 85	295-0
MPI-35	0,8	Сосна (63°54'58"; 123°14'1")		325 ± 65	510-155
MPI-47	0	Угли на поверхности котловины выдувания (63°55'10"; 123°16'4")		4400±85	5290-4840
MPI-60	1,4-1,6	Лиственница (63°55'37"; 123°14'20")		600± 75	675-510
Расчистка № 67 (63°54'15"; 123°12'57"). Почвенные и торфяные горизонты в основании перекрестно-слоистых отложений незакрепленных дюн Кысыл-Сырского тукулана					
MPI-13	1,0	Древесина лиственницы	Торфяник подсовременными дюнами	4300 ± 90	5280-4580
MPI-14	0,95	Торф		4570 ± 110	5580-4880
MPI-18	0,7-1,0	Ветки кустарников		4120 ± 110	4880-420
Расчистка №366 (63°54'58"; 123°13'59", коллектор Галанин А.А. ИМЗ СО РАН). Русловые и пойменные пески, супеси и суглинки с прослоями гравия в основании, подстилающие перекрестно слоисты эоловые пески и супеси Кысыл-Сырского тукулана					
MPI-29	32	Древесина	Аллювиальные пески и супеси с линзами галечников	35600±1500	43200-36800
MPI-36	30	Орг. детрит		39900±2000	49000-41000
MPI-38	30			44200±1800	> 45200
Расчистка № 489 (63,9242; 123,2374). Кысыл-Сырский тукулан					
RLQG 2264-035	1(?)	Кварцевый песок, ИК-ОСЛ	Дюнные супеси	6,4 ± 0,5	6,4 ± 0.5
RLQG 2265-035	23(?)	Кварцевый песок, ИК-ОСЛ	Дюнные супеси	18,0 ± 1,4	18,0 ± 1,4

MPI-26	32	Торф	Аллювиаль-ные супеси	> 55000	
Расчистка № 449 (63°54'10", 123°12'41"). Правый берег р. Вилюй, ≈ 35 км ниже по течению от п. Кысыл-Сыр. Тукулан. Расчистка торфяника под современными дюнами					
MPI-43	0,1-0,2	Торф	Торфяник мощностью 1,8 м, подстилающий современные перекрестно-слоистые пески (дюны)	3320 ±90	3825-3370
MPI-49	0,5-0,6	Торф		3540±95	4090-3590
MPI-51	0,8-0,9	Торф		3800± 75	4415-3980
MPI-53	1,0-1,1	Торф		3830±90	4515-3975
MPI-48	1,2-1,3	Торф		3990±90	4815-4155
MPI-52	1,3-1,4	Торф		5840±100	6890-6410
MPI-57	1,6-1,7	Гумус		8250± 100	9470-9010
MPI-42	1,7-1,8	Гумус		8140 ± 135	9440-8640
MPI-37	7	Орг. детрит	Аллювий	28400 ± 600	33800-31200
Расчистка № 489_052 (63°56'57.4" 122°52'47.8").65-метровая терраса на левобережье р. Вилюй в 7 км ниже от п. Кысыл-Сыр, сложенной в средней части пачкой перекрестно-слоистых песков мощностью 30-40 м					
MPI-97	0.5	Почва с угольками	Едомный комплекс с ПЖЛ	Молодая	-
MPI-96	2,5	Орг. детрит		23970± 800	30140-26690
MPI-33	3-4	Древесина		22000±300	27100-25700
MPI-84	10,5	Палеопочва 1	Перекрестно-слоистые дюнные пески и супеси	34800±2000	44290-35290
MPI-95	14-15	Палеопочва 2		33100±1700	41770-34350
MPI-94	19-18	Палеопочва 3		35500±2000	40660-39570
MPI-34	55	Древесина	Аллювиаль-ные супеси, гравийники	53500±8000	>47000
Остатки ствола древесины на поверхности котловины выдувания тукулана Махатта (63°54'40,04"; 122°32'42,85", коллектор Галанин А.А., ИМЗ СО РАН)					
MPI-115	0	Древесина	Ствол сосны	330± 170	650
Расчистка №71 (63°54'34"; 122°32'37"). Левобережье р. Вилюй в 10,8 км верх от п. Кысыл-Сыр в левом берегу, приурочен к склону третьей надпойменной террасе р. Вилюй, к комплексу развеваемых песков тукулана Махатта.					
MPI-74	3	Торф	Палеопочвы в незакреплен-ных дюнах	1500± 120	1700-1180
MPI-86	5	Торф		2480± 180	2800-2290
MPI-76	6,5	Торф		2550± 120	2880-2340
MPI-75	7-7,3	Орг. детрит		3050± 120	3510-2920
Расчистка №88 (63º54'50.2"; 122º32'45,6"). Левобережье р. Вилюй в 11 км верх от п. Кысыл-Сыр. Склон второй надпойменной террасы руч. Кысыл-Юрях. Тукулана Махатта					
MPI-82	1,9-2,1	Торф		410± 170	675-235

MPI-93	2,4-2,55		Палеопочвы в незакрепленных дюнах	660± 70	730-530
MPI-78	2,4-2,6			650± 180	940-305
MPI-77	2,7-2,6			1300± 180	1570-900
MPI-83	2,8-2,9			2030± 170	2405-2380
MPI-81	2,9-3			1850± 200	2210-1370
MPI-88	3,3-3,4	Орг. детрит		2100± 200	2540-1610
MPI-90	3,6	Торф		3200± 180	3870-2950
MPI-85	4,1			2480± 180	2980-2110
MPI-89	4,45	Орг. Детрит		2450± 300	3260-1820
Скв.8 (62.0701°; 129.1014°) расположена на 30 км Вилюйского тракта. Супесчаный дюнный массив, закрепленныйсосновым лесом					
MPI-24	9,85	Древесина		48600± 3000	62000-43500
Расчистка № 537 (62°52'50,38"; 129°48'25,24"). Обнажение Песчаная гора в береговом обрыве 25-30 м на правобережье р. Лены					
MPI-118	2	Древесина	Торфяник мощностью 2,5 м в кровле террасы	6560±350	7450±350
MPI-119	1,5	Орг. детрит		9500±350	10850±500
MPI-120	1	Торф		6400±300	7250±300
MPI-121	2,5	Торф		8280±250	9200±300

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

Литература:

1. Большиянов Д.Ю., Тидэ Й, Савельева Л.А. и др. К изучению этапов развития долины р. Лены // Материалы Всероссийской научно-практической конференции «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России» (Якутск, 6-8 апреля 2016 г.). Якутск: Издательский дом СВФУ. 2016. С. 469-472.

2. Галанин А.А., Дьячковский А.П., Лыткин В.М., и др. Результаты определения абсолютного возраста образцов в радиоуглеродной лаборатории Института мерзлотоведения СО РАН // Наука и образование, 2015. № 4 (80). С. 45-49.

3. Галанин, А.А., Павлова, М.Р., Шапошников, Г.И., Лыткин, В.М. Тукуланы: песчаные пустыни Якутии // Природа. № 11. 2016. - С.44-55.

4. Зигерт К., Штаух Г., Лемкуль Ф. и др. Развитие оледенения Верхоянского хребта и его предгорий в плейстоцене: результаты новых исследований // Региональная геология и металлогения, 2007. № 30-31. С. 222-228.

5. Камалетдинов В. А., Зигерт Х. Г. Краткая литологическая характеристика кайнозойских отложений археологического памятника Диринг-Юрях (Средняя Лена) // Плейстоцен Сибири. Стратиграфия и межрегиональная корреляция. Новосибирск: Наука, 1989. С. 126–131.

6. Камалетдинов В. А., Минюк П. С. Строение и характеристика отложений бестяхской террасы Средней Лены // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 1991. № 60. С. 68–78.

7. Колпаков В.В. Эоловые четвертичные отложения Приленской Якутии. Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. АНСССР. М.: Наука. 1983. № 52. С. 123-131.

8. Waters M.R., Forman S.L., Pierson J.M. Late quarternary geology and geochronology of Diring an early paleolitic site in Central Siberia // Quarternary Research, 1999. № 51. P. 195-211.

БАЗИТЫ ЫГЫАТТИНСКОГО АЛМАЗОНОСНОГО РАЙОНА

Гоголева С.С., Копылова А.Г., Томшин М.Д.

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

gogoleva_ss@mail.ru

В пределах Ыгыаттинской площади совмещены в пространстве среднепалеозойские базиты и пермотриасовые траппы. Первые связаны с Вилюйским палеорифтом, выполняя интрузии Вилюйско-Мархинского дайкового пояса (ВМДП). Их возрастная принадлежность определяется геологическими данными и подтверждена результатами изотопного датирования $^{39}Ar/^{40}Ar$ методом (367,4 и 371,4 млн. лет). Пермотриасовые траппы представлены мощными протяженными силлами, относящимся к траппам Тунгусской синеклизы. Полученные K-Ar и Sm-Nd методами возраста (262-234 млн. лет) в целом соответствует значениям, отвечающим пермотриасовому времени и соответствуют значениям по траппам центральной части Тунгусской синеклизы.

Среднепалеозойские базиты представлены дайками, редкие коренные выходы которых наблюдаются в береговых обнажениях. В основном же они перекрыты, находясь под мощным плащом пермотриасовых трапповых силлов. Дайки четко выражены в рельефе в виде гряд высотой 1-2 м, часто имеют кулисообразное строение (смещение по кулисам может достигать 150-200 м), север-северо-восточное простирание и практически вертикальное падение (до 80°). Мощность даек от 8 до 25 м. Сложены интрузивы долеритами от темно-серого, зеленовато-серого до черного цветов. Зеленоватый цвет подчеркивает их палеотипность по сравнению с пермотриасовыми траппами. Текстура пород массивная. Структура закономерно изменяется от офитовой до габбро-офитовой. Степень раскристаллизованности увеличивается от краевых частей тел к центральным. В приконтактовых частях висячих бортов даек появляются тонкокристаллические миндалекаменные долериты, миндалины в которых

выполнены хлорит-карбонатным материалом. Основная масса долеритов и габбро-долеритов состоит из лейст плагиоклаза (An_{56-68}) длиной 0,5-0,8 мм, неправильной формы зерен клинопироксена (низкотитанистый авгит $Wo_{38-40}En_{38-42}Fs_{18-21}$) 0,2-0,4 мм, идиоморфных зерен оливина, часто образующих скопления. Постоянны призмы апатита, титаномагнетит скелетной и удлиненно-игольчатой формы, реже хорошо сформированные кубические кристаллы. Вторичные минералы кальцит и хлорит-палагонит образовались по трещинам. Последние иногда замещают мезостазис.

В химическом отношении долериты даек относятся к насыщенным кремнекислотой, умеренно железистым толеитам с повышенной щелочностью и достаточно высокой глиноземистостью (табл.). Их магнезиальность невысокая и изменяется в узких пределах. В распределении редких элементов следует отметить низкие значения сидерофильных (Ni, Co, Cr). Следует подчеркнуть поведение титана. В долеритах даек располагающихся севернее р. Ыгыатта, протекающей в этом районе в широтном направлении, доля титана типична для долеритов ВМПД (≈2,2–2,4%). Южнее в районе Эркютейской дайки количество TiO_2 в долеритах увеличивается до 3,5-3,8%. Затем, далее на юг, в Холомолохской дайке доля титана снижается до рядовых значений (≈2,5%). В этом плане показательно, что доля окиси титана в ксенолите долерита из вновь открытой на Ыгыаттинской площади кимберлитовой трубки достигает 6,03%. С учетом установленного ранее [1] факта резкого повышения доли окиси титана вблизи кимберлитовой трубки, отмеченное увеличение содержание TiO2, в связи с изученными дайками, выдвигает данную территорию в разряд перспективных на поиски кимберлитов.

Пермотриасовые траппы. По результатам исследований в пределах Ыгыаттинской площади разрозненные выходы траппов объединены в три мощных силла: Ыгыаттинский, Холомолох-Нижний и Холомолох-Верхний. Установлено, что Ыгыаттинский интрузив тянется на восток более чем на сотню километров, а Холомолохская залежь тупо выклиниваясь, резко обрывается в сторону долины р. Аппыча. Мощность интрузий изменяется от 30 до 110 м. По результатам петрографического и петрохимического анализа интрузии Ыгыаттинская и Холомолох-Нижний уверенно относятся по [2] к первому петрохимическому типу, а интрузия Холомолох-Верхний – к третьему. Интрузии Ыгыаттинская *и Холомолох-Нижний* сложены преимущественно пойкилоофитовыми долеритами и их оливиновыми разностями. В верхних частях интрузий появляются горизонты призматически-офитовых безоливиновых габбро-долеритов, в которых

иногда фиксируются шлиры габбро-пегматитов. Максимально дифференцированными оказались наиболее мощные участки интрузивов. Так, например, в разрезе силлов мощностью до 100 м в нижней их трети появляются 8-10 метровые горизонты троктолитовых габбро-долеритов, в которых доля оливина достигает 20-25%, тогда как в обычных случаях она колеблется в пределах 6-10%. Главный породообразующий минерал – плагиоклаз, имеет лейстовидную и таблитчатую формы, часто с зональным строением. Центральными частями некоторых порфировых кристаллов являются оплавленные ядра битовнит-анортита (An_{95-88}) и призмы плагиоклаза состава An_{86-80}, которые окружены каймой лабрадора. Наиболее кислые разности плагиоклаза установлены в габбро-долеритах и в породах шлировых обособлений. Клинопироксен образует изометричные и ксеноморфные индивиды (от долей мм до 2-5 мм), которые часто, особенно в породах верхних горизонтов, сдвойникованы, имеют волнистое и блоковое погасание. По составу четко выделяются две группы минералов ($Wo_{33-38}En_{48-54}Fs_{13-15}$ и $Wo_{40-41}En_{43-45}Fs_{15-16}$), которые прослеживаются по всем разрезам. Зерна клинопироксена не подвергаются процессам вторичного замещения. Оливин имеет овальные мелкие и ксеноморфные формы зерен, образует скопления в породах с его повышенным содержанием. Состав минерала по разрезу изменяется от хризолита (Fa_{22-28}) в подошве до гиалосидерита (Fa_{30-45}) в верхних горизонтах интрузива. До 30-35% площади зерен оливина замещено боулингитом, реже хлоритом и серпентином. Титаномагнетит постоянный минерал пород, часто приурочен к свежему или раскристаллизованному стеклу в сложении интерстиций. По химическому составу можно говорить, что интрузивы выполнены толеитовой магмой нормальной кремнекислотности и щелочности и согласно [2] соответствуют траппам первого петрохимического типа. Незначительно проявленная дифференциация подчеркивается показателем магнезиальности, который изменяется в незначительных пределах (Mg# от 54 до 30). По таким реперным элементам как Ti, K и P долериты силлов уверенно отличаются от среднепалеозойских базитов ВМДП, в которых их доля в два раза выше. В распределении рассеянных элементов так же фиксируется незначительное проявление процессов внутрикамерной дифференциации. Наиболее обогащенные оливином горизонты содержат максимальные количества Cr, Ni, и Co. В прикровлевых участках увеличивается доля B, Pb и Sn.

Интрузив Холомолох-Верхний сложен однотипными разностями пород, это средне- и крупнозернистые габбро-долериты. Структура пород в

основном габбро-офитовая, местами с отчетливо выраженной такситовостью, обусловленной кучным расположением пироксена. Для данной группы пород характерным признаком является их трахитоидная текстура. Особенность пород – отсутствие оливина и псевдоморфоз по нему. Основной минерал – плагиоклаз (An_{52-61}), часто замещенный серицитом, карбонатами либо ортоклазом. Моноклинный пироксен по составу отвечает ферроавгиту ($Wo_{38-34}En_{38=30}Fs_{32-28}$). Минерал в той или иной степени замещен хлоритом, уралитовой роговой обманкой, биотитом. Для титаномагнетита свойственны скелетные кристаллы. Часть мезостазисных участков выполнена пелитизированным стеклом. По петрографическим и петрохимическим показателям интрузии Холомолох-Верхний уверенно отличается от первых двух интрузий. Количество кремнезема, алюминия, суммарного железа и фосфора здесь выше, а магния – ниже. Согласно [2] долериты интрузива Холомолох-Верхний относится к третьему петрохимическомй типу.

Таблица.

Средние химические составы долеритов по интрузиям, вес %.

	1	2	3	4	5
SiO_2	46,84	48,62	49,90	49,21	49,27
TiO_2	2,31	3,49	1,46	2,08	1,52
Al_2O_3	15,43	13,29	14,79	14,98	14,14
Fe_2O_3	2,62	5,51	3,71	3,96	3,48
FeO	10,89	9,45	8,97	9,63	9,95
MnO	0,16	0,19	0,18	0,21	0,20
MgO	7,17	5,07	6,84	5,56	6,58
CaO	8,82	9,03	10,21	10,40	10,47
Na_2O	2,24	2,07	2,31	2,53	2,13
K_2O	1,47	1,27	0,56	0,74	0,69
P_2O_5	0,60	0,65	0,23	0,27	0,18
H_2O^+	1,41	1,62	0,71	0,35	1,03
CO_2	0	0	0	0	0,36
$S_{общ}$	0,1	0,06	0,03	0	0,10
F	0,03	0,08	0,03	0,02	0,05
Сумма	100,09	100,4	99,93	99,94	100,15
Mg#	48,5	38,43	49,58		46,5

Примечание: 1 – Эркютейская дайка; 2 – Холомолохская дайка; 3 – интрузия Холомолох-Нижний; 4 – интрузия Ыгыаттинская; 5 – Интрузия Холомолох-Верхний

Проведенное изучение базитов Ыгыаттинской площади подтвердило наличие здесь двух возрастных формационных групп магматитов:

девонских долеритов, относящихся к Вилюйско-Мархинскому дайковому поясу и пермо-триасовых траппов, приуроченных к восточному борту Тунгусской синеклизы. Девонские долериты сформированы за счет субщелочной толеит-базальтовой исходной магмы. Все габбро-долериты даек отличаются от пермо-триасовых траппов повышенными содержаниями TiO_2, K_2O, P_2O_5.

По пермотриасовым траппам удалось выделить две геохимически различающиеся группы магматитов. В первую, наиболее многочисленную, относящуюся к первому петрохимическому типу, объединены интрузии Холомолох-Нижний и Ыгыаттинская. Интрузия Холомолох-Верхний соответствует третьему петрохимическому типу и встречена в районе проводимых исследований лишь в верховьях р. Холомолох-Юрях.

Литература:

1. Томшин М.Д., Зайцев А.И., Земнухов А.Л., Копылова А.Г. Характер становления базитов в Накынском кимберлитовом поле (Якутия) // Отечественная геология. 2004. №4. С.44-49

2. 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.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА И САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ ВДОЛЬ ЛИНИИ ОПОРНОГО ПРОФИЛЯ 1-СБ

Гошко Е.Ю., Жабин В.В., Сальников А.С.

Сибирский институт геологии геологии, геофизики и минерального сырья, г. Новосибирск, geology@sniiggims.ru

Опорный геофизический профиль 1-СБ «Среднеднеаргунск – Сретенск – Букачача – Усть-Каренга – Таксимо – Бодайбо» протяженностью 1337 км пресекает многообразные тектонические структуры Монголо-Забайкальской, Саяно-Байкальской и Алдано-Становой складчатых областей. Оканчивается профиль в Прибайкало-Патомском краевом прогибе (рис. 1). Профиль пересекает следующие структуры:

— на первых 300 км пересекает Аргунскую шарьяжно-надвиговую систему (0 – 300 км)

— на следующих 125 км - Агинско-Борщовочную мобильную

складчато-надвиговую систему (300 – 425 км),

— на следующих 135 км профиль пересекает вклинивающуюся в Байкальскую складчатую область и протягивающуюся далеко на юго-запад ветвь Западно-Становой складчатой системы, сложенный глубокометаморфизованными породами архея и нижнего протерозоя (425 до 560 км),

— на протяжении 180 км - Селенгино-Яблоновую складчатую систему от 560 до 800 км, обрамленную по краям межблоковыми мантийными шовными зонами: Нерчинской (шириной 40 км - от 560 до 600 км) и Витимской (шириной 75 км - от 725 до 800 км),

— на протяжении 130 км пересекает Западно-Алданскую складчатую систему (800 - 930 км),

— на заключительных 407 км пересекает Саяно-Байкальскую мозаично-блоковую складчатую область, состоящую из Байкало-Витимской складчатой системы и Прибайкало-Патомской краевой системы Сибирской платформы (930 - 1337 км).

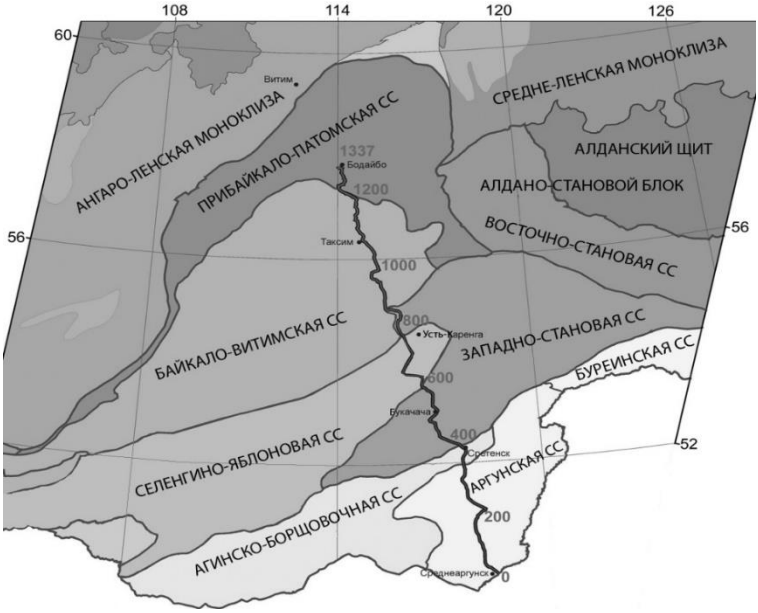


Рис. 1. Опорный профиль 1-СБ на тектонической (геолого-структурной) карте России, М 1:2 500 000 [3]

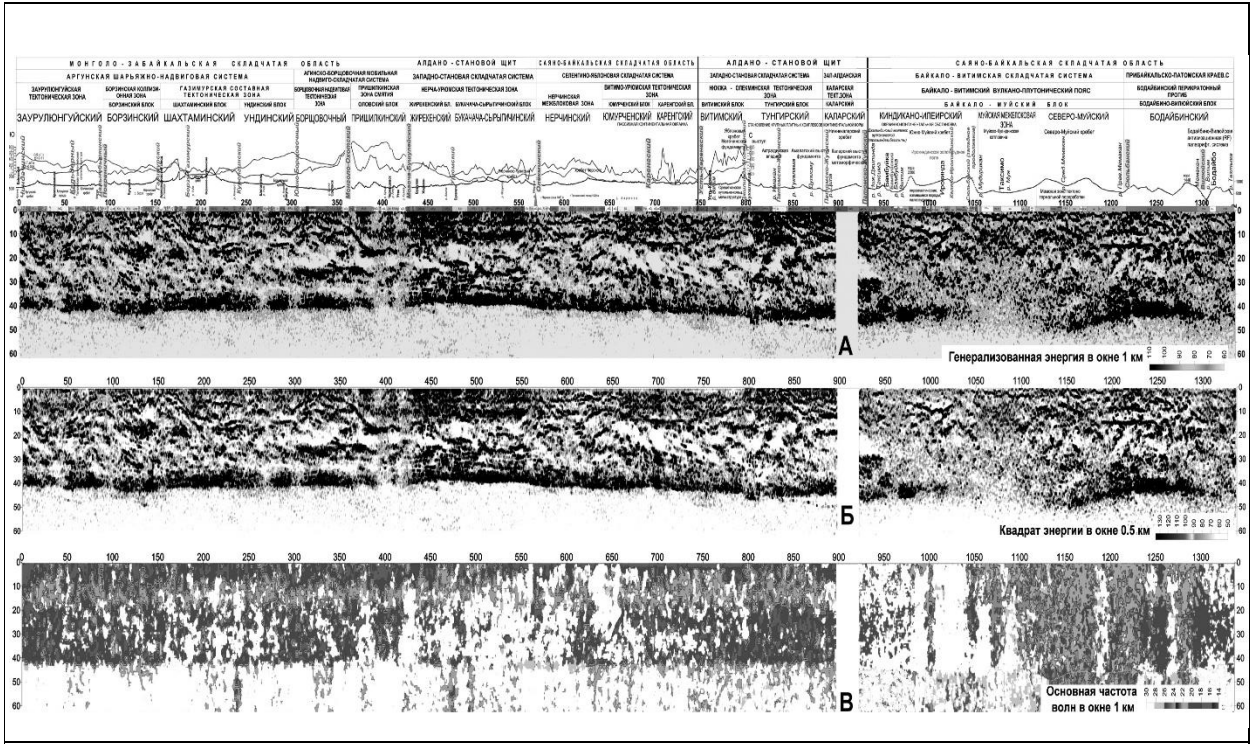


Рис. 2. Частотно-энергетические разрезы земной коры вдоль опорного геофизического профиля 1-СБ: А) энергетический разрез в окне 1*1 км; Б) квадрат энергии в окне 0.125*0.25 км; В) разрез основной частоты интерференции волн в окне 1*1 км

В программном комплексе «StreamSDS» [1] была проведена специализированная динамическая обработка глубинного сейсмического разреза отраженных волн, заключавшаяся в вычислении матрицы локальных интерференционных волновых пакетов, их генерализованной энергии в окне 1*1 км, квадрата энергии в малом окне 0.125*0.25 км, основной частоты интерференции в окне 1*1 км. Характеристика генерализованной энергии позволила протрассировать слои с максимальной сейсмической энергией (темный цвет в разрезе), обусловленной резкой акустической дифференциацией горных пород, а также выделить слои с минимальной энергией отражения (светлый цвет в разрезе), отвечающие зонам однородного состояния вещества (рис. 2, А). Разрез квадрата энергии и разрез основной частоты интерференции волн (рис. 2, Б, В) позволили сопоставить известные по геологическим картам тектонические блоки [2] с сейсмическим изображением разреза земной коры и откорректировать их границы, опираясь на общность изображения внутренней структуры и разделенность сквозькоровыми разломами.

Литература:

1. Гошко Е.Ю. и др. Патент на изобретение № 2324205 «Способ обработки сейсмических данных» // Госуд. Реестр изобретений РФ. 2008.

2. Объяснительная записка к Государственной геологической карте Российской Федерации, масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская: лист М-50 – Борзя, лист N-50 – Сретенск, лист О-50 – Бодайбо, ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, 2010.

3. Тектоническая (геолого-структурная) карта России М 1:2 500 000, Перов О.В. и др., “ВСЕГЕИ”, 2012 г.

ПОЗДНЕЮРСКОЕ И РАННЕМЕЛОВОЕ БИОТИЧЕСКОЕ И АБИОТИЧЕСКОЕ СОБЫТИЯ ВИЛЮЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ (ВОСТОК СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

Гриненко В.С., Костин А.В., Желонкина М.С.

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

grinenkovs@diamond.ysn.ru

Юрские и меловые осадочные образования лаптевского (T_3r_2-J_3v) и китчанского (K_1b-K_1al_1) подкомплексов верхоянского терригенного комплекса (ВТК) изучены в зоне перехода «Сибирская платформа –

Верхояно-Колымская складчатая область» по многочисленным (более 200) естественным разрезам. Эти разрезы тяготеют, преимущественно, к востоку Сибирской платформы (рр. Вилюй, Лена, Амга, Алдан). Они также многочисленны в её складчатом обрамлении (бассейны рек Ундюлюнг, Кюндюдей, Дянышка, Леписке, Чочума, Тумара, Белянка, Келе, Барайы, Байбыкан, Тукулан, Томпорук, Восточная Хандыга, Томпо, Сугджа и др.). В разрезах геологические тела диагностированы литолого-стратиграфическим, палеонтологическим и палеоботаническим методами. В ходе изучения юрских и меловых пород реперные литологические горизонты в отдельных скважинах прослежены на закрытых территориях в глубоких горизонтах осадочного чехла Вилюйской синеклизы, Алданской антеклизы и Предверхоянского краевого прогиба с использованием промысловых геолого-геофизических данных. К изучению был привлечен и керн из стволов картировочных колонковых и опорных разведочных скважин на нефть и газ. Он характеризовал небольшие по мощности продуктивные горизонты. Возрастное датирование геологических тел и их порайонная стратификация проведена с использованием региональных стратиграфических и фитостратиграфических горизонтов Сибири [1]. Это позволило довольно детально охарактеризовать литологический разнородный керновый материал и, в этой связи, выявить, в целом, объемную палеонтолого-стратиграфическую и палеоботаническую характеристику изученного юрско–мелового интервала. Целью настоящих исследований являлась комплексная ревизия разреза юры и мела ВТК в «зоне перехода». Эта ревизия касалась, в основном, доизучения пограничных слоев поздней юры–раннего мела, уточнения объема ВТК в пределах позднеюрского–раннемелового (лаптевский–китчанский подкомплексы) временных интервалов [2, 3].

В юрскую и меловую эпохи на востоке Сибирской платформы и в ее складчатом обрамлении проявили себя ряд стадий тектономагматической активизации, обусловленные биотическими и абиотическими событиями. Так, в «зоне перехода» были установлены в позднетриасовое – юрское время три тектоно-седиментологические стадии формирования лаптевского подкомплекса (T_3r_2-J_3v): ранняя (T_3r_2-J_1), промежуточная (J_{1-2}) и поздняя (J_{2-3}), соответствующие (соответственно) древнекиммерийской, данлапской и новокиммерийской глобальным стадиям тектоно-магматической активизации. Глобальный уровень новокиммерийской стадии тектоно-магматической активизации на Сибирской платформе маркирован на её северо-востоке – хорбосуонским (J_{2-3}*hb*) и куойкско-молодинским (J_3*km*)

комплексами кимберлитового магматизма (поздняя (J_{2-3}) стадия формирования лаптевского подкомплекса). На востоке Сибирской платформы, в Вилюйской синеклизе, в коренном осадочном терригенном континентальном разрезе верхней юры, на границе с континентальным терригенным нижним мелом, впервые в практике тематических и геолого-съемочных работ диагностированы вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы. Пограничные осадочные образования верхней юры и, непосредственно, нижнего мела в разрезе (коренной выход в северной части долины «Туймада», в 26 км севернее г. Якутска, «Молотовская падь», терраса левого берега р. Лена, 62°25′С.Ш., 129°70′В.Д.) представлены (снизу-вверх) слоями, которые соответствуют бергеинской и батылыхской свитам. В состав этих геологических тел входят пески, песчаники, угли каменные, пепловые туфы, лавы дацитов. В пепловых туфах авторами выполнены сборы листовой флоры, характерной для бергеинской свиты бассейнов рр. Алдан и Буреи (определения выполнены А.И. Киричковой). Найденная флора впервые характеризует кровлю коренного разреза бергеинской свиты верхней юры Большого Якутска. Она маркирует вулканогенные породы поздней юры непосредственно на границе с ранним мелом). В зоне перехода «Сибирская платформа – Верхояно-Колымская складчатая область» новый разрез кровли верхней юры с вулканогенными породами скоррелирован среди опорных терригенных верхнеюрских разрезов платформы на основе фитостратиграфических горизонтов Сибири [1].

Верхняя юра (J_3). Бергеинская свита (J_3*br*) (урез воды, абс. отм. 98 м). Описание разреза в карьере на абс. высоте 120 м). Здесь вскрыты:

1. Песчаники серые и светло-серые мелко-среднезернистые континентального генезиса…….....вид. …….мощ. 3,0 м

2. Лавы дацитов в подводящем канале. Аз. пад. 150°∠78-85……2,0 м

3. Туфы красные, красно-бурые пепловые. Аз. пад. 22°∠7-8. Остатки флоры: *Equsetites*cf. *Acmophyllus* Kiritch, *Equsetites*sp., *Cladophlebisaldanensis Vachr., Raphaelia*cf. *Kirinae* Kiritch., фрагменты: *Nilssonia, Czekanowska*, C*ycadales, Coniferales*……...….1,5 м

Полученный комплекс растений является позднеюрским по наличию хорошей сохранности листовой флоры: фрагменты перьев характерного для этого возрастного уровня *Cladophlebisaldanensis* Vachr., побеги хвощовых, хотя и определенных со знаком cf. На территории Вилюйской синеклизы

эти формы листовой флоры неоднократно встречены в бергеинской свите. Выше по разрезу флора *Cladophlebisaldanensis* Vachr. не известна на востоке Сибирской платформы (бассейны рр. Вилюй, Лена, Амга и Алдан).

4. Угли черные и бурые каменные……..……..0,5 м

5. Пески рыхлые светло-серые и серые разнозернистые, песчаники серые и светло-серые мелко-среднезернистые. …..…….....вид. мощ. 5,0 м

6. Задерновано, залесено……..16,0 м

Кровля бергеинской свиты. Граница вскрыта от наблюдений. Общая видимая мощность бергеинской свиты в разрезе составляет 28,0 м

Нижний мел (K_1). Батылыхская свита (K_1bt). Описание нижнего мела произведено на абс. высоте 148 м.

7. Пески светло-серые и серые, песчаники серые и светло-серые, мелко- и среднезернистые плитчатые и комковато-плитчатые, чаще в развалах и реже в полукоренных выходах. Аз. пад. 22°∠7. Вид. мощ……..2,5-3,0 м Остатки флоры цикадовых и беннеттитовых (сборы листовой флоры проведены авторами, определения выполнены А.И. Киричковой). Впервые охарактеризован одновременно цикадовыми, беннеттитовыми и хвойными коренной разрез подошвы нижнего мела в районе Большого Якутска. Тип рода *Encephalartites*; остатки хвойных, тип рода *Sciadopitys*. В юрско-меловой флоре Якутии растения этих родов наиболее часты в составе батылыхской свиты раннемеловых тафофлор бассейнов рр. Алдана и Вилюя. Общая мощность описанного разреза верхней юры и нижнего мела составляет 31,0 м. Отметим, что образцы листовой флоры, приведенные в данной работе по верхней юре и нижнему мелу, по предложению А.И. Киричковой, переданы в феврале 2018 г. на хранение в Отдел палеоботаники Ботанического института РАН (г. Санкт-Петербург).

В меловую эпоху уровни биотического и абиотического событий были также зафиксированы в Вилюйской синеклизе. Так, в бассейне р. Лена (верховья р. Лунгха), абиотическое событие проявило себя в батылыхское время нижнего мела. Нижнемеловое хатырыкское событие выявлено в ряде пунктов Вилюйской синеклизы: на р. Ситте (10 м пласт туфов маркированных листовой флорой хатырыкского горизонта); в Намской опорной скважине (пласт 4 м гранодиоритовых туфов в основании хатырыкской свиты); на р. Чыбыда, в пласте песка выявлено высокое содержание вулканического стекла в основании хатырыкской свиты; в скважинах № 7 и № 9 Вилюйского колонкового профиля в меловых породах (хатырыкская свита) установлены вулканические пеплы.

Факт наличия в разрезах разных бассейнов рек Вилюйской синеклизы значительно изменчивой мощности нижнемеловых отложений говорит о тектонической активности территории в этот временной интервал. В этой связи, находки прослоев туфогенных пород, их выдержанная латеральная позиция в разрезе, не только указывают на тектоническую перестройку на территории Вилюйской синеклизы в конце нижнемеловой эпохи (кровля китчанского подкомплекса ВТК, хатырыкское время), но и свидетельствует, что процессы, связанные с перестройкой изученной территории были интенсивными на значительных пространствах востока Сибирской платформы и также сопровождались вулканизмом, как мы это наблюдали на рубеже верхней юры в районе Большого Якутска.

Выводы

Установленные в ВТК Вилюйской синеклизы рубежи позднеюрского и раннемелового биотического и абиотического событий тесно связаны с глобальным проявлением позднеюрской–раннемеловой тектоно-магматической активизации на Северо-Востоке Азии. В рамках рубежей этой активизации на севере, северо-востоке и востоке Сибирской платформы в пределах Якутской кимберлитовой провинции синхронно проявил себя позднеюрский-раннемеловой алмазоносный кимберлитовый магматизм. Изложенные результаты имеют определяющее значение для решения ключевых вопросов возрастного расчленения, датирования местных подразделений (осадочные и вулканогенно-осадочные образования) юры и мела, их порайонной и межрайонной корреляции, повышения достоверности палеогеографических реконструкций и усиления степени надежности минерагенического прогноза «зоны перехода» на стратегически значимые полезные ископаемые: алмазы, благородные металлы, концентрированные углеводороды, каустобиолиты и др.

Исследование выполнено в соответствии с планом НИР ИГАБМ СО РАН в рамках Проектов № 0381-2016-0001 и 0381-2016-0004.

Авторы глубоко признательны А.И. Киричковой, д.г.-м.н., профессору, главному научному сотруднику ФГУП ВНИГРИ (г. Санкт-Петербург) за определения флористических остатков юрского и мелового временных интервалов.

Литература:

1. Гриненко В.С. Меловые континентальные образования востока Сибирской платформы // Отечественная геология. 2007. № 1. С. 110-118.
2. Гриненко В.С., Князев В.Г. Лаптевский подкомплекс (T_3r_2-J_3v) верхоянского терригенного комплекса // Наука и образование. 2012. № 4 (68). С. 13-18.

3. Гриненко В.С., Девятов В.П. Китчанский (K_1b-K_1al_1) подкомплекс – новое подразделение верхоянского терригенного комплекса (зона перехода «Сибирская платформа – Верхояно-Колымская складчатая область») // Наука и образование. 2017. № 1 (85). С. 33-40.

ИЗОТОПНОЕ Sm-Nd ДАТИРОВАНИЕ ОСНОВНЫХ ТИПОВ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ЦИПИКАНСКОГО БЛОКА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Доронина Н.А., Антонов А.Ю.
Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, dna48@mail.ru

До недавнего времени территория Западного Забайкалья считалась областью преимущественного развития рифейских образований и, соответственно, относилась к областям байкальской складчатости [5]. Количество же определений возраста для основных формаций этой огромной области, включающих терригенные, метаморфические и магматические образования, все еще единичны. В последние годы палеонтологическими методами обоснован верхнепалеозойский (D_3-C_2^1) возраст стратоподразделений, составляющих Багдаринский синклинорий Витимкан-Ципинской зоны [4 и др.], а также U-Pb изотопным методом по цирконам на единичных образцах – главных магматических пород как базитового, так и гранитоидного состава. Совершенно очевидно, что этих данных недостаточно для понимания тектоно-магматической эволюции региона. Подспорьем в решении этой задачи послужат предложенные ниже материалы изотопного Sm-Nd исследования интрузивных, вулканогенных и метатерригенных пород Ципиканского блока.

Ципиканский блок на сегодня представляет собой наиболее изученную часть Витимкан-Ципинской зоны. Ципиканская толща считается типичным представителем гаргинской серии, слагающей крупный (около 800 кв. км) останец в гранитоидах витимканского комплекса в бассейне р. Ципикан и мелкие ксенолиты в бассейнах рек Алакара, Талоя и Ципы [5]. В стратотипе на р. Ципикан толща сложена преимущественно биотит-кварц-плагиоклазовыми сланцами с прослоями кальцитовых мраморов, в бассейнереки Ушма – метапесчаниками, туфопесчаниками, алевритистыми аргиллитами и апориодацитовыми сланцами. В составе толщи общей мощностью >4000 м выделяют четыре пачки этих пород. Породы образуют

опрокинутую изоклинальную складку северо-западного простирания, осевая поверхность которой наклонена на северо-восток под углами 20-60°.

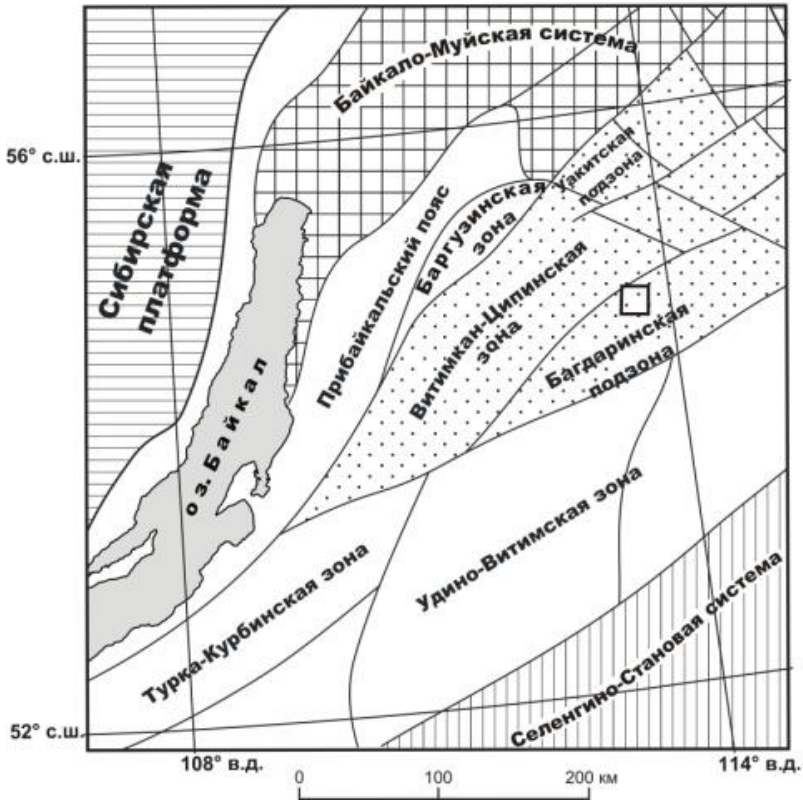


Рис. 1. Схема тектонической зональности Западного Забайкалья [4]. Квадратом показан район исследования

Возраст ципиканской толщи установлен палеонтологическим методом как верхнедевонский франский [3]. Толща прорвана биотитовыми гранитоидами витимканского комплекса. Кроме того, в бассейне р. Ципикан присутствуют мафические плагиоклаз-амфиболовые породы (SiO_2<52 %) двух геохимических типов: монцогаббро с весьма высокой калиевостью и низкокалиевые метабазиты с нормальной щелочностью. Эти породы занимают разное положение в структуре ципиканской толщи. Если они присутствуют в одном разрезе, то разделены зоной катаклаза.

Умереннощелочные габброиды образуют конкордантные субвулканические тела, а также в виде включений присутствуют в интрузивных гранитах. Содержания редкоземельных элементов свидетельствуют о близости габброидов базальтам океанических островов (OIB). Метабазиты нормальной щелочности слагают многочисленные силлы мощностью 0.2-37 м. Они приурочены, главным образом, к третьей пачке ципиканской свиты и прослеживаются по простиранию на 20 км, подчеркивая структуру изоклинальной складки. Контакты силлов с вмещающими породами как горячие со складочками течения, так и, чаще, тектонические с зонками милонитизации. Контакты силлов с гранитами не наблюдались. Низкокалиевые метабазиты образуют толеитовую последовательность, распределение REE в них соответствует обогащенным базальтам срединно-океанических хребтов (EMORB).

Определение εNd(T) и модельного T(DM) возраста пород

U-Pb методом по цирконам и Sm-Nd методом по гранатам (лейкогранит пробы 9025) установлен верхнепалеозойский-мезозойский возраст серии массивов наиболее типичных здесь однородных и гнейсовидных гранитов нормального и умеренно-щелочного ряда (311-240 млн лет), умереннощелочных габброидов (321 млн лет) и толеитовых метабазальтов – 324 млн лет [1, 2]. Из-за того, что определения возраста единичны, возраст всех толеитов условно принят равным 324 млн лет, а щелочных и умеренно-щелочных пород равным возрасту монцогаббро.

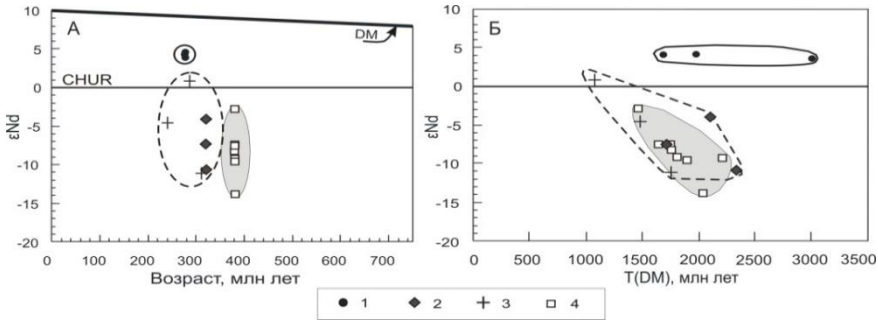


Рис. 2. Соотношение εNd – абсолютный возраст (А) и εNd – модельный возраст (Б) для метатерригенных и магматических пород Ципиканского блока. 1 – метабазиты толеитовые; 2 – габброиды умеренно и высокощелочные; 3 – граниты; 4 – биотит-кварц-плагиоклазовые сланцы ципиканской толщи.

С помощью Sm-Nd метода изотопного исследования составов плагиоклаза и вала по породам установлена принадлежность толеитовых метабазальтов к мантийным породам с положительными значениями εNd(T) = (3.66-4.30) и модельным мезоархей - палеопротерозойским возрастом 3009-1686 млн лет. Метатерригенные породы ципиканской толщи, большинство прорывающих их гранитоидов и изученные здесь умереннощелочные габброиды относятся к коровым образованиям с отрицательными значениями εNd(T) = - (13.8-2.8) и модельным палеопротерозой-рифейским возрастом 2331-1455 млн лет (рис. 2, таблица). При этом докембрийский возраст протолитов подтверждается возрастом зерен циркона в этих породах: кластогенных в метатерригенных породах ципиканской толщи – 781-847, 1747, 1826, 2420 млн лет, реликтовых в гнейсогранитах – 621, 776-794, 1737, 2370 млн лет (есть еще 468-481) и толеитовых метабазальтах – 756-834, 2575-2794 млн лет.

Таблица

Результаты U-Pb и Sm-Nd исследования

Пробы	Материал	Age, Ma	г/т		147Sm/144Nd	143Nd/144Nd	ε(0)	εNd (T)	Ma	
			Sm	Sm					T(DM)	T(DM-2)
Д142	wr	380	4.73	25.26	0.1133	0.5120	-13.25	-9.21	1807	1908
Д144б	wr	380	9.98	57.15	0.1057	0.5117	-18.24	-9.21	1807	1908
Д161	wr	380	6.97	33.33	0.1265	0.5123	-6.24	-13.84	2038	2290
Д143	Pl	380	1.055	4.699	0.1357	0.5120	-12.15	-2.84	1455	1381
Д143б	Pl	380	0.837	4.376	0.1157	0.5120	-12.15	-9.20	2214	1908
8021	wr	380	6.351	32.59	0.1178	0.5120	-11.41	-8.23	1764	1827
8023	wr	380	3.442	17.73	0.1174	0.5120	-13.36	-7.59	1743	1774
9013	wr	380	5.251	28.52	0.1113	0.5120	-11.61	-9.52	1892	1934
Д119	wr	321	6.701	29.93	0.1353	0.5119	-13.46	-7.47	1648	1765
8028е	wr	321	5.035	19.64	0.1550	0.5123	-5.85	-10.95	2331	2005
Ант 56/3	wr	321	13.857	70.348	0.1191	0.5121	-10.73	-4.15	2107	1442
Д139	wr	324	3.14	10.35	0.1833	0.5128	3.45	-7.56	1710	1724
8028б	wr	324	2.713	8.667	0.1893	0.5128	3.84	4.01	1686	766
8029б	wr	324	0.847	2.479	0.2065	0.5129	4.70	4.15	1976	755
Д128а	wr	324	4.705	14.42	0.1973	0.5128	3.69	4.30	~~5748~~	742
Ант 51/1	wr	311	1.521	8.899	0.1033	0.5119	-14.85	3.66	3009	795
Ант 54/5	wr	287	1.651	7.722	0.1292	0.5126	-1.68	-11.15	1756	2013
9025	wr	240	2.638	12.686	0.1257	0.5123	-6.68	0.79	1082	1004
	Pl	240	1.439	6.818	0.1279	0.5122	-7.65	-4.50	1481	1405

Пробы 1-8 - ципиканская толща, биотит-кварц-плагиоклазовые кристаллические сланцы (метаалевропесчаники); 9 - андезит; 10 - биотитовый амфиболит; 11 - монцогаббро; 12-15 – толеитовые метабазальты: плагиоклаз-амфиболовые (12-14); амфиболовые бесплагиоклазовые (15); 16-19 – граниты: порфировидный (16); гнейсовидный порфировидный (17); лейкогранит жильный (18-19). Изотопная Sm-

Nd характеристика проводилась по валу пород (wr) и плагиоклазам (Pl). Аналитики: 1-3, 9, 12 - Е.Ю. Рыцк; 4-7, 15, 19 -Л.К. Левский; 8, 11, 16-18 - Т.Б. Баянова; 10, 13-14 - Е.С. Богомолов.

Таким образом, в Ципиканском блоке Витимкан-Ципинской зоны Северо-Западного Забайкалья установлен U-Pb и Sm-Nd методами верхнепалеозойский возраст наиболее типичных магматических и метаморфических комплексов, среди которых присутствуют и коровые, и мантийные образования, сформировавшиеся на докембрийском протолите. Докембрийские породы не обнаружены. Результаты исследования позволяют исключить Ципиканский блок из состава байкалид и отнести его к позднегерцинскому структурному этажу Байкало-Витимской складчатой системы. Жильные лейкограниты могут относиться к более поздней фазе эндогенного воздействия.

Литература:

1. Антонов А.Ю., Доронина Н.А., Травин А.В., Хубанов В.Б., Посохов В.Ф., Буянтуев М.В. Тектоно-магматическая эволюция территории северо-восточной части Ангаро-Витимского гранитоидного батолита северного Забайкалья (U-Pb и ^{40}Ar-^{39}Ar возраст и состав пород вулкано-плутонической ассоциации Баунтовского района) // Петрология магматических и метаморфических формаций. Вып. 8. Материалы Всероссийской петрографической конференции. Томск: Изд-во Томского ЦНТИ. 2016 (370 с.). С. 8-14.

2. Доронина Н.А., Левский Л.К. Изотопный контроль метаморфических процессов в зонально-метаморфизованной ципиканской толще (Западное Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 12. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2014. С. 109-110.

3. Доронина Н.А., Минина О.Р., Неберикутина Л.Н. Новые данные о возрасте ципиканской толщи Байкало-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье) // Вестник Воронежского университета, Серия геологическая, 2015, № 3, с. 17-21.

4. Минина О.Р. Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (состав, строение, геодинамическая эволюция). Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Иркутск, 2014. 36 с.

5. Фишев Н.А., Шелгачев К.М, Игнатович В.И., Гусев Ю.П., Минина О.Р. и др. Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист N-49 Чита. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ. - 2011. - 454 с.

ПРОЯВЛЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ НА КОНТИНЕНТЛЬНОЙ ОКРАИНЕ ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ

Друщиц В.А.
Геологический институт РАН, г. Москва, drouchits@ginras.ru

Нижняя граница позднего кайнозоя является дискуссионным вопросом. На основании климатических изменений в сторону похолодания под поздним кайнозоем обычно понимают неоген-четвертичное, а точнее плиоцен-четвертичное время. С позиций тектонических явлений с поздним кайнозоем ассоциируется неотектонический этап геологического развития Земли (олигоцен-квартер). Этот этап подразделяется на ранний (олигоцен-средний плиоцен) и поздний (поздний плиоцен-неоплейстоцен) (новейший). Отдельно рассматривается голоценовая эпоха, как современный подэтап проявления неотектоники [7]. В позднем кайнозое формируются основные черты строения пассивной континентальной окраины российской Арктики.

На доокеаническом этапе геологической истории континентальная окраина Восточной Арктики и часть современного Северного Ледовитого океана были единой структурой. Раскрытие Амеразийского бассейна в большей степени определило эволюцию Чукотской континентальной окраины. Взаимодействие Североамериканской и Евразийской литосферных плит сказывается на структурообразовании Северо-Востока Азии в целом и шельфовых морей, в частности. Несомненно, микроконтинент Арктическая Аляска-Чукотка находится под влияние динамики Тихоокеанской литосферной плиты [12].

Раннеокеанический (мел-палеоцен) этап характеризуется формированием бассейнов и активным рифтообразованием. Наиболее ярко неотектонические события проявились на границах плит, в морях Лаптевых и Чукотском и на окружающей их суше. Основным допозднекайнозойским событием в море Лаптевых считается формированием Хатангско-Ломоносовской зоны трансформных разломов. В Чукотском море в этот период происходит главная фаза погружения Южно-Чукотского бассейна, вызванного перемещением Североамериканской и Евроазиатской плит [9].

Позднекайнозойский этап в море Лаптевых начинается с развития компрессионной стадии, которая заканчивается в раннем миоцене, а

далее наступает вторая фаза рифтообразования, продолжающаяся и в настоящее время [9]. На прилегающем континенте также проявляется процесс заложения системы рифтов [5]. В западной и центральной части Южно-Чукотского бассейна распространяются инверсионные поднятия в олигоцен-миоценовое время. В Северо-Чукотском бассейне в позднем миоцене развиваются малоамплитудные деформации сжатия [6]. По данным О.Д. Трегубова [8] в миоцене на севере Чукотки существовали Ванкаремское море и Колючинско-Мичегменский пролив (Чаунское море) и Амгуэмское море-озеро. В это же время фиксируется проявление вулканизма.

Регион Восточно-Сибирского моря отличается относительно спокойными тектоническими условиями в течение всего кайнозоя с тенденцией к интенсивному погружению, сопровождаемого заложением различного размера осадочных бассейнов [10, 3].

На поздненеотектоническом подэтапе в Восточной Арктике господствовали перигляциальные условия и в меньшей степени были распространены центры горно-долинного оледенения. Континентальная окраина развивалась под влиянием трансгрессивно-регрессивных процессов [4].

Проявления геодинамических процессов нивелируется интенсивной континентальной и морской седиментацией, что привело к выравниванию рельефа акваторий. На сейсмических разрезах морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского четко выделяется позднекайнозойская толща осадков, которая маскирует весь более древний рельеф шельфовых областей. Незначительное выражение в рельефе получили рифтовая система моря Лаптевых и Северо-Чукотский и Южно-Чукотский бассейны [11].

В морях Лаптевых и Восточно-Сибирском разрез четвертичного покрова шельфа слагается морскими, ледово-морскими, аллювиально-морскими, аллювиально-озерными, озерно-болотными, флювиогляциальными образованиями и ледовым комплексом. Для континентальных осадков характерно содержание прослоев, линз торфа и оторфованных горизонтов. На сейсмических профилях четвертичных осадков шельфа хорошо читаются озерные и термоабразионные котловины и подводные долины, заполненных более молодыми отложениями. В береговой зоне этих морей распространены заливы, в которых сформирован практически полный разрез позднего кайнозоя [4].

Рассчитаны скорости вертикальных движений для позднего неоплейстоцена-голоцена. Для моря Лаптевых: западная часть: 1,1- 2 ,0 мм/год, центральная часть: -1,0 -0,0 мм/год, восточная часть: -4,9 - -2,0 мм/год. Западная часть Восточно-Сибирского моря поднимается со скоростью 3,1 – 4,0 мм/год [2]. Существуют также расчеты скоростей горизонтальных движений в области рифтовых структур в море Лаптевых: для 33-23 млн. лет ─ 0,5 см/год и с 20 млн. лет до настоящего времени ─ 0.7-1,2 см/год (вторая фаза рифтообразования) [1]. Побережье севера Чукотского п-ова поднимается со скоростью 0, 6- 2,3 мм/год. Современная неотектоника также проявляется в высокой сейсмичности. Магнитуда землетрясений достигает 6-7 баллов по границе Евразийской и Североамериканской литосферных плит и в пограничных структурах Чукотского региона [5].

По характеру распределения количественных показателей тектонической активности и обстановок седиментации можно заключить, что на шельфе и континентальном склоне Восточной Арктики позднекайнозойское осадконакопление маскирует мощную геодинамику более ранних событий. На прилегающей суше признаки геодинамических процессов выражены ярче.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 17-05 -00795).

Литература:

1. Андиева Т.А. Тектоническая позиция и основные структуры моря Лаптевых // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2008. Т 3. http//www/ngtp/ru/rub/4/8_2008

2. Баранская А.Т. Роль новейших вертикальных тектонических движений в формировании рельефа побережий российской Арктики. Дисс. к. геол.- мин. н. С.-Пб. ГУ. 2015. 255 с.

3. Друщиц В.А. Интенсивность тектонических движений в морях российской Арктики в позднем кайнозое // Геология морей и океанов: Мат-лы XXII международной конференции (Школы) по морской геологии. 20-24 ноября, Москва Т. II. – М.: ИО РАН. 2017. С. 29 -33.

4. Друщиц В.А., Садчикова Т.А. Особенности палеогеографии позднего кайнозоя морей российской Арктики // Геология морей и океанов. Мат-лы XXI Международной научной конференции по морской геологии. Москва. 2015. Т. IV. С. 234-238

5. Имаева Л.П., Гусев Г.С., Имаев В.С. и др. Геодинамическая активность новейших структур и поля тектонических напряжений северо-востока Азии // Геодинамика *и* тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 737–768. doi:10.5800/GT-2017-8-4-0315.

6. Исханов Б.И. Позднемезозойские и кайнозойские деформации осадочных бассейнов акватории Чукотского моря. Автореф. канд. дис. на соиск. уч. степ. к. геол.-мин. н. М. 2014. 22 с

7. Тектонический кодекс России / Минприроды России, Роснедра, Геокарт; отв. ред. Н.В.Межеловский. – М.: Геокарт: ГЕОС, 2016. - 239 с.

8. Трегубов О.В. Геоморфология, морские гляциологические барьеры и история формирования тундровых ландшафтов Чукотки // Мат-лы Межд. Науч. конф., посвященной 100-летию со дня рождения Д.Г. Панова (8-11 июня 2009 г., г. Ростов-на Дону. Изд. ЮНЦРАН. 2009. С. 327-300.

9. Drachev S.S., Malyshev N.A., Nikishin A.M. Tectonic history and petroleum geology of the Russian Arctic Shelves: an overview // Proceedings of the 7th Petroleum Geology Conference, 2010. V. 7. P. 591–619. DOI: 10.1144/0070591

10. Franke D., Hinz K., Reichert Ch. Geology of the East Siberian Sea, Russian Arctic, from seismic images: Structures, evolution, and implications for the evolution of the Arctic Ocean Basin // J. Geophys. Res., 2004. 109, B07106, doi:10.1029/2003JB002687.

11. Sokolov S.Yu., Mazarovich A.O. Cluster analysis of geological and geophysical parameters of the Arctic region as the base for geodynamic interpretation // Geodynamics & Tectonophysics. 2016. 7 (1). P. 59–83

12. Till A. B. A synthesis of Jurassic and Early Cretaceous crustal evolution along the southern margin of the Arctic Alaska–Chukotka microplate and implications for defining tectonic boundaries active during opening of Arctic Ocean basins // Lithosphere. 2016. V. 8. № 3. P. 219-237.

ПЕТРОГРАФИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ХОХОЙСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ВЕРХНЕАМГИНСКАЯ ПЛОЩАДЬ)

Иванов А.И.[1], Ермаков Н.Н.[1], Журавлев А.И.[1], Лоскутов Е.Е.[1,2], Кравченко А.А.[1,2]

1 – Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, leps_2002@mail.ru

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

Верхнеамгинская площадь расположена в северо-западной части Алдано-Станового щита, на стыке двух крупных структурных единиц Олекминской гранит-зеленокаменной области и Центрально-Алданской гранулит-гнейсовой области, в зоне меридионального глубинного Амгинского разлома [1]. Многочисленные щелочные и субщелочные

магматические образования Лебединского монцонит-сиенит-гранитового комплекса этой территории связаны с наиболее продуктивным этапом – мезозойской тектоно-магматической активизацией Алданского щита. Основная часть интрузий приурочена к периферии Ямалахского горста, к контакту кристаллического фундамента и терригенно-карбонатных отложений (Соколов Е.П. и др., 2014ф). Разнообразные по форме залегания (лакколиты, лакколитообразные залежи, штокообразные, пластовые тела и дайки) магматические образования локализуются в сравнительно узкой полосе северо-восточного субмеридионального простирания, и обособляются в качестве самостоятельного Верхнеамгинского магматического узла, в пределах которого выделяется Хохойское рудное поле. На территории последнего, вскрываются мезозойские щелочные массивы Северный Босхо, Западный Босхо и Верхний Хохой (Соколов Е.П. и др., 2014ф), изучению которых до последнего времени не уделялось значительного внимания. Полученные данные, в целом помогут получить представление об этапах становления и условиях образования мезозойских магматических пород Хохойского рудного поля.

Сиенит-порфиры, слагающие *массив Северный Босхо* являются существенно лейкократовыми порфировыми, гипидиоморфнозернистыми разностями, образующими штокообразное тело без фациальных переходов и разностей фаз внедрения. В составе пород отмечается преобладание КПШ 52% над плагиоклазом 35%, присутствие кварца до 3% в зоне закалки западного контакта массива и в виде редких автолитов размером 3х1,5 см. Лейкократовость пород массива объясняется низким содержанием темноцветных минералов в сумме до 7% и ниже (роговая обманка 4%, пироксен 2%, биотит 1%). Из акцессорных минералов выделены единичные зерна апатита. Для пород массива характерно присутствие рудного минерала до 3% развитого по темноцветным минералам. Для основных породообразующих минералов (КПШ, плагиоклаз и пироксен) характерно присутствие двух генераций.

Сиенит-порфиры *массива Западный Босхо* образующие штокообразное тело характеризуются монотонностью состава и являются лейкократовыми существенно калиево-полевошпатовыми разностями, с аллотриоморфнозернистой (основная масса), а также порфировой структурой обусловленной наличием вкрапленников КПШ, плагиоклаза и пироксена. Минеральный состав пород имеет заметное отличия от массива Северный Босхо и характеризуется повышенным содержанием КПШ до 60% при относительно низком – плагиоклаза до 30%, более высоком –

темноцветных минералов (в сумме до 9%) при преобладании пироксена 8% над роговой обманкой 1%. В составе пород так же отмечается незначительное количество рудного минерала до 1% образованного по редким зернам амфибола. В кристаллах КПШ плагиоклаза и пироксена выделяется по две генерации минералов.

Сиенит-порфиры *массива Верхний Хохой* по петрографическому составу идентичны таковым массива Западный Босхо и представляют собой силлоподобное тело. Породы массива являются лейкократовыми существенно калиево-полевошпатовыми разностями с преобладающей аллотриоморфнозернистой структурой, на фоне которой выделяются порфировые зерна КПШ, плагиоклаза и редко пироксена. Породы массива характеризуются высоким содержанием КПШ до 65% и низким плагиоклаза – до 25%, распределение темноцветных минералов в них аналогично массиву Западный Босхо, отмечается существенное преобладание пироксена до 8% над роговой обманкой 1%. Количество рудного минерала до 1%.

В пределах массивов Северный Босхо и Верхний Хохой при полевых наблюдениях нами были обнаружены обломки сильно выветрелых, измененных пород без структурной принадлежности и отнесены нами к пироксеновым андезитам. Структура пород пилотакситовая, порфировая обусловленная вкрапленниками пироксена. Минеральный состав породы: плагиоклаз – 20%, пироксен – 40%, апатит – 3%, вулканическое стекло – 7%, продукты вторичных изменений – 20%, рудные минералы – 10%.

В целом исходя, из кристаллооптических наблюдений магматических пород Хохойского рудного поля можно сделать следующие выводы:

Породы массива Северный Босхо сложены лейкократовыми сиенит-порфирами с преобладающей гипидиоморфнозернистой и порфировой структурой. Породы сильно изменены и несут следы пелитизации, серицитизации и опацитизации. Характерно пертитовое строение КПШ, зачастую наблюдаются сутуровые швы, каймы плавления как плагиоклаза, так и КПШ. Плагиоклаз часто зональный. Не редко пироксен замещается амфиболом до полных псевдоморфоз. Стоит отметить количественное преобладание в шлифах роговой обманки над пироксеном. В породах выявлены автолиты кварца.

Породы массива Западный Босхо и Верхний Хохой близки по количественному минеральному составу и обладают аллотриоморфнозернистой, порфировой структурой. Отмечается количественное преобладание КПШ над плагиоклазом и пироксена над

роговой обманкой. Породы массивов подвергались вторичным изменениям (пелитизация, серицитизация).

Во время полевых исследований нами были встречены редкие обломки магматических пород неустановленного генезиса. В результате кристаллооптического исследования пород мы пришли к выводу, что данные разновидности относятся к пироксеновым андезитам. Породы в целом очень сильно изменены вторичными процессами – серицитизацией, опацитизацией, карбонатизацией. Для уточнения возрастных взаимоотношений последних с массивами необходимо провести дополнительные исследования абсолютного возраста.

При изучение вещественного состава пород массивов, не было выделено разнообразия петрографических разновидностей (фациальных переходов, различий фаз внедрения) в каждом из них, составы магматических образований однообразны, монотонны по своим составам и отличаются только в целом по массивам. Присутствие кварца в виде автолитов, пертитовое строение КПШ, сутуровые швы, зональное строение плагиоклаза, каймы плавления КПШ и плагиоклаза, а также зона закалки в западной части массива Северный Босхо может указывать на дополнительный подогрев пород в целом. Также отличие его по количественному минералогическому составу от массивов Западный Босхо и Верхний Хохой может указывать на то, что этот массив внедрялся первым или представляет собой первую фазу внедрения одно крупного тела.

Работа выполнена в рамках проекта НИР 0381-2016-0001.

Литература:

1. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: Наука // Интерпериодика, 2001. 570 с.

ТИПОМОРФИЗМ АПАТИТОВ МЕДВЕДЕВСКОГО, ЮХТИНСКОГО И ДЖЕЛТУЛИНСКОГО МЕЗОЗОЙСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВОВ (ЮЖНАЯ ЯКУТИЯ)

Иванов А.И.[1], Журавлев А.И.[1], Кравченко А.А.[1,2], Лоскутов Е.Е.[1,2]

1 – Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, leps_2002@mail.ru

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

Одним из наиболее широко распространенных из акцессорных минералов наряду с цирконом, сфеном и монацитом в магматических

породах Медведевского, Юхтинского и Джелтулинского мезозойских щелочных массивов является апатит. Типоморфным особенностям, которого до последнего времени не уделялось значительного внимания. Применение современных методов, позволяют впервые на выбранных объектах получить принципиально новую информацию об этом важном минерале-индикаторе петрогенеза и рудогенеза.

Для пород Медведевского массива характерно присутствие множества форм кристаллов апатита - раннемагматического, позднемагматического и постмагматического этапов. Индивиды раннемагматического этапа кристаллизации представлены редкими мелкими, преимущественно прозрачными, идиоморфными кристаллами и их обломками, образованные комбинацией граней (1010), (1011). В большей степени распространенны кристаллы, увенчанные пинакоидом (0001) в комбинации с гранями пирамиды (1011) и без последней. Также нами сюда отнесены редкие тонкоигольчатые индивиды с комбинацией корродированных граней (1010), (1011) без видимых включений. Позднемагматические апатиты образуют толстостолбчатые (коэффициент удлинения меньше 2) полупрозрачные кристаллы часто с неровными, корродированными гранями, микровключениями темноцветных минералов и без последних. Постмагматические кристаллы – серой или молочно-белой окраски определяемой наличием газово-жидких включений, несущие в себе редкие микровключения темноцветных минералов.

В магматических породах Юхтинского массива выделяются апатиты предположительно раннемагматического этапа кристаллизации – прозрачные обломки кристаллов с комбинацией граней (1010), (1011). Полупрозрачные, удлиненные (коэффициент удлинения более 2) трещиноватые с корродированными гранями кристаллы, выполненные комбинацией граней (1010), (1011) без пинакоида и редкие, тонкоигольчатые, удлиненные (коэффициент удлинения 4) индивиды с корродированными центральными частями без видимых включений. Наиболее распространенные апатиты представлены короткопризматическими (коэффициент удлинения меньше 2), прозрачными, полупрозрачными кристаллами и их обломками с включениями темноцветных минералов. Постмагматические апатиты представлены слабо прозрачными, мутными разностями габитус кристаллов и их обломков обусловлен развитием призм (1010), а также пирамид (1011), с сильно корродированными гранями, наполненные газово-жидкими включениями.

Апатит магматических пород Джелтулинского массива в отличие от апатитов Медведевского и Юхтинского массивов представлен наименьшим разнообразием форм кристаллов. Выделяются позднемагматические разности, представленные очень редкими короткостолбчатыми, прозрачными кристаллами с сильно корродированными гранями призмы (1010) и пирамиды (1011), а также корродированные удлиненные кристаллы и их обломки с включениями темноцветных минералов. Постмагматический апатит представлен сильно корродированными обломками кристаллов с обильными газово-жидкими включениями и обнаруженными только в одной пробе удлиненными, короткостолбчатыми аморфными (зернистыми? скелетными?) индивидами, а также их обломками, образованными комбинацией граней призмы (1010) и пирамиды (1011).

Апатиты Медведевского массива характеризуются высоким содержанием CaO (53,95-56,84%) и FeO (0,03-0,26%, низким – SiO_2 (0,2-0,48%), Na_2O (0,13-0,32), а также относительно низкими MnO (0,04-0,13%). Высокие значения P_2O_5 (38,02-43,86%) в данных апатитах могут указывать на обогащенность им материнского расплава [3], что согласуется с относительно высокими для этих же магматических пород содержаниями P_2O_5 до (0,21%), при повышенных содержаниях в апатитах F (0,73-3,62%, фтор-апатит) над Cl (0,02-0,08%). Содержание редких земель не однозначны, отмечается повышенное содержание Ce_2O_3 (до 0,66%) и низкое La_2O_3 (до 0,2%) при полном отсутствии Y_2O_3 (характерно для всех трех массивов), на фоне относительно низкого содержания SrO (до 0,31%) обусловленного высоким содержанием CaO. Главными тимоморфными особенностями апатита являются отношения в нем F и Cl [1]. Апатиты Медведевского массива по этим параметрам относятся к апатитам производных низкотемпературных водных магм.

В целом составы апатитов магматических пород Юхтинского массива по сравнению таковыми Медведевского массива, имеют отличия по относительно низким содержаниям CaO (54,03-56,03%), FeO (0,01-0,08%), P_2O_5(40,25-42,52%) и высоким содержаниям SiO_2 (0,1-0,86%), MnO (0,04-0,18%), Na_2O (0,25-0,47%). Характерной особенностью является повышенное содержание в этих апатитах SrO (до 1,23%), при относительно низких значениях F (0,55-3,36%) и крайне низком содержание Cl (до 0,04%), а также преобладание содержания CeO (0,03-0,9%) над La_2O_3 (до 0,48%). По соотношению F и Cl последние сопоставимы с апатитами Медведевского массива и относятся к апатитам производных низкотемпературных водных магм.

Апатиты из пород Джелтулинского массива по сравнению с описанными ранее, характеризуются средними содержаниями CaO (53,35-56,80%), FeO (до 0,21%), SiO_2 (0,01-0,71%), Na_2O (0,18-0,37%), низкими P_2O_5 (38,29-42,06%), MnO (0,02-0,10%), SrO (0-0,18%) и повышенными содержаниями CeO (до 1,68%). Выделенные апатиты во всех отношениях являются фтор-апатитами что выражается в преобладании F (1,41-3,79%) над Cl (0,06-1,01%). По соотношению F и Cl апатиты Джелтулинского массива относятся к фосфатам производных низкотемпературных водных и в большей степени высокотемпературных сухих магм.

В целом изученные нами апатиты имеют четкие различия по присутствие множества форм кристаллов, не характерных для сиенитов [2] (Юхтинский и Джелтулинский массивы). Наибольшим разнообразием форм кристаллов представлены апатиты из Медведевского массива, в породах которого в большей степени распространенны индивиды, увенчанные пинакоидом (0001), что характерно для щелочных пород [2], в комбинации с гранями пирамиды (1011) и без последней.

Выявлено существенное преобладание концентрации SrO (0,11-1.23%) над лантаноидами, при преобладании CeO (0,03-0,9%) над La_2O_3 (до 0,48%) в апатитах Юхтинского массива, при обратной зависимости в апатитах Джелтулинского массива SrO (0,18%), CeO (до 1,68%), La_2O_3 (0,02-0,4%). Это возможно отражает специфику составов включающих их магматических пород и металлогеническую специализацию на золото первого массива, на редкоземельные и радиоактивные металлы – второго.

По результатам изучения химизма, рассматриваемые апатиты во всех отношениях являются фтор-апатитами, стабильно высокие содержания F сохранялись на всем протяжении кристаллизации пород, при резком преобладание последнего над Cl. По главным типоморфным особенностям, соотношению F и Cl [1], рассматриваемые апатиты характеризуются как апатиты производных низкотемпературных водных магм, за исключением апатитов Джелтулинского массива в большей степени относящихся к апатитам высокотемпературных сухих магм, что может отражать для последнего общую эволюцию состава материнских расплавов или смену трансмагматических флюидов [3].

Работа выполнена при поддержке научного проекта Гранта Главы Республики Саха (Якутия) для молодых ученых, специалистов и студентов «Мезозойские щелочные массивы (Джелтулинский, Медведевский) Алданского щита как потенциальный источник редкоземельной, радиоактивной и золоторудной минерализации».

Литература:

1. Бушляков И.Н., Холоднов В.В. Галогены в петрогенезисе гранитоидов. – М.: Недра, 1986. 192 с.

2. Ляхович В.В. Акцессорные минералы горных пород. - М.: Недра,1979. 296 с. Магматогенно-рудные системы. – М.: Наука, 1986. 253 с.

3. 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). – Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1999. 168 с.

ПЕТРОГРАФИЯ ДАЕК РУДНОГО ПОЛЯ БЕРЕНДЕЙ (СЕВЕРО-ВОСТОК ЯКУТИИ)

Иванов М.С.

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

ivanov.michil@bk.ru

Рудное поле Берендей локализовано в краевой части Полоусного синклинория в восточных отрогах хр. Полоусного. Развитые здесь раннемеловые постскладчатые мелкие штоки и дайки гранитоидов контролируются разломами северо-западного, субмеридионального и северо-восточного простирания. Гранитоиды пересыщены кремнеземом, умеренно богаты или богаты щелочами. Для них характерен апатит-циркон-сфен-ортитовый комплекс акцессорных минералов и повышенные (до 0,001-0,002%), по сравнению с кларком, содержания олова. Тела гранитоидов рассечены многочисленными кварцевыми и турмалин-кварцевыми жилами, с которыми связаны рудопроявления олова, золота, вольфрама, мышьяка, меди, свинца и цинка [2]. Вся верхняя часть месторождения до глубины 100 м представляет собой зону окисленных руд. Подобная кора выветривания развита на медном месторождении Джезказган, на месторождениях с сульфидным оруденением в штате Аризона и на других подобных объектах [1].

Магматические породы рудного поля представлены гранодиорит-порфирами и гранит-порфирами с микрогранитовой или аллотриоморфнозернистой структурой в первых и микрографической или аллотриоморфнозернистой, во-вторых. Порфировые выделения сложены плагиоклазом, кварцем и биотитом, к которым в гранит-порфирах присоединяется калишпат. Основная масса интенсивно серицитизирована и хлоритизирована.

Плагиоклаз вкрапленников в обоих случаях представлен двумя генерациями. Первая образует идиоморфные, полисинтетически сдвойникованные таблички, реже изометричные зерна размерами 3–4 мм, с отчетливой зональностью в гранодиорит-порфирах и неотчетливой – в гранит-порфирах. Центральные зоны в первых сложены андезином (до 45% an), во-вторых – олигоклаз-андезином (30–35% an). Характерна пятнистая альбитизизация плагиоклаза и интенсивная серицитизация его краевых зон. Отмечается блоковое строение и пересекающиеся системы двойникования, что свидетельствует о перекристаллизации в постмагматический этап. Плагиоклаз вкрапленников второй генерации дает удлиненные таблички размерами менее 1–1,5 мм.

Кварц во вкрапленниках также присутствует в двух генерациях. Первая образует близкие к идиоморфным кристаллы размерами до 8 мм в гранит-порфирах и до 5 мм – в гранодиорит-порфирах. В крупных зернах кварца гранит-порфиров наблюдаются газово-жидкие включения. Вторая генерация вкрапленников кварца представлена аллотриоморфными зернами, корродированными основной массой (рис. 1).

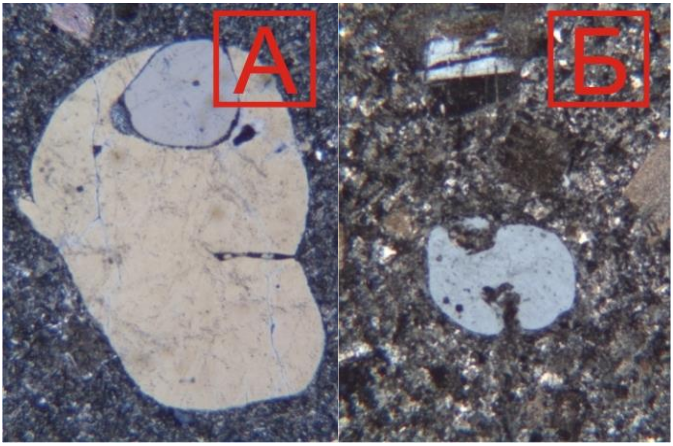


Рис. 1. Вкрапленники кварца первой (А) и второй (Б) генерации в гранит-порфирах. Шлиф ВТ-146/7. Ув. 50 (А) и 80 (Б). Николи Х.

Порфировые выделения калишпата присутствуют только в гранит-порфирах в виде идиоморфных микропертитовых зерен в простых

двойниках. Улавливается неотчетливая зональность (по погасанию от центра) и изгибы жилковатых микропертитов.

Биотиты первой генерации образуют изометричные зерна, реже вытянутые таблички. Интенсивно хлоритизированы – вплоть до полного замещения. Наблюдаются изгибы трещин спайности (рис. 2). Идиоморфные таблички биотита вкрапленников второй генерации хлоритизированы слабо.

Рис. 2. Деформация трещин спайности во вкрапленнике биотита из гранодиорит-порфира. Шлиф ВТ-149/1. Ув. 80. Николи II.

В гранодиорит-порфирах установлен ксенолит (12 х 10 мм) кварцевого микродиорита, сложенный короткими табличками серицитизированного плагиоклаза, почти нацело замещенной актинолитом роговой обманки и ксеноморфными зернами кварца. Величина зерен в нем на порядок превышает таковую зерен основной массы (рис. 3).

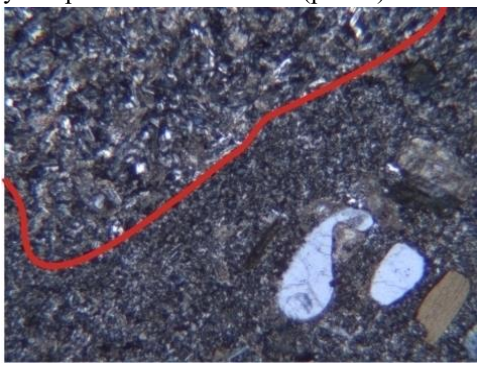


Рис. 3. Ксенолит кварцевого микродиорита в гранодиорит-порфире. Шлиф ВТ-146/7. Ув. 50. Николи Х.

В гранит-порфирах присутствуют обособления (до 6 х 6 мм), сложенные плотно упакованным агрегатом коротких табличек андезина размерами около 0,3 мм, которые мы рассматриваем как реликты магмообразующего субстрата (рис. 4).

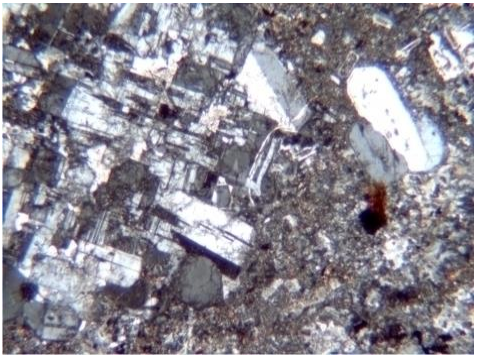


Рис. 4. Обособление сростков плагиоклаза в гранит-порфире. Шлиф № ВТ-151. Ув. 25. Николи Х.

Выводы: Формирование раннемелового магматизма рудного поля Берендей, исходя из кристаллооптических наблюдений, происходило в последовательности: микродиориты –> гранодиорит-порфиры –> гранит-порфиры. Наличие двух генераций вкрапленников породообразующих минералов свидетельствует об остановках расплавов в промежуточных камерах в процессе интрузии. Блоковое угасание порфировых вкрапленников, изгибы трещин спайности биотитов и микропертитов калишпатов, наличие пересекающихся систем двойникования в плагиоклазах говорят о становлении магматизма рудного поля в неспокойной тектонической обстановке.

Работа выполнена в рамках проекта НИР 0381-2016-0001.

Литература:

1. Некрасов И.Я. Специфика медно-вольфрамовых руд месторождения Берендей (Северо-Восточная Якутия) // Доклады академии наук. 1996. Том 347, №5. С. 658-659.

2. Самусин А.И. Государственная геологическая карта масштаба 1:200000, серия Яно-Индигирская, лист R-54-XXIX, XXX, Объяснительная записка. – ВСЕГЕИ, 1979. 79 с.

АНАЛИЗ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ НОВЕЙШИХ СТРУКТУР АЛМАЗОНОСНЫХ ПРОВИНЦИЙ СИБИРСКОГО КРАТОНА

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

Создание научных основ безопасных и эффективных технологий эксплуатации коренных месторождений алмазов в сложных горно-геологических условиях восточного сектора Арктики базируется на исследованиях сейсмогеодинамического анализа, данные которого учитывают фактор времени и отражают равномерную для конкретного уровня риска расчетную интенсивность сейсмических сотрясений. Геодинамические процессы, происходящие в земной коре, отличаются сложностью и зависят от множества факторов, действие которых в разных по активности тектонических структурах проявляются дифференцировано. Исследования, направленные на установление степени геодинамической активности неотектонических структур, а также выявление моделирующего влияния зон активизации краевых швов на напряженно-деформированное состояние земной коры контактных областей алмазоносной провинции Сибирского кратона, актуальны и способствуют корректной оценке безопасной и эффективной эксплуатации коренных месторождений алмазов. Впервые для территории Сибирского кратона и его горно-складчатого обрамления, где сосредоточены коренные и россыпные месторождения алмазов, по степени активности геодинамических процессов разработаны принципы регионального ранжирования неотектонических структур с обоснованием дифференциации их на классы. Характеристики классов отображают зональность активности геодинамических процессов неотектонических структур и совместно с активными разломами составляют главное содержание картографического материала.

Проанализированы структурно-тектоническое положение, параметры глубинного строения, системы активных разломов контактных сегментов Байкало-Станового и Арктико-Азиатского сейсмических поясов, оказывающих динамическое влияние на стиль тектонических деформаций смежных алмазоносных провинций Сибирского кратона, а также на

генетический тип формирования россыпей алмазов [2, 3, 4]. С применением методов математической статистики [1, 5] впервые проведен количественный анализ геодинамических показателей геологической среды по двум значимым факторам (плотность разломов и градиент скорости новейших вертикальных тектонических движений). В зависимости от полученных значений геодинамических показателей, оценена степень геодинамической активности и экологической опасности Северного и Южного участков коренных месторождений алмазов. В зависимости от полученных значений геодинамических показателей геологической среды, степень экологической опасности участков коренных месторождений алмазов Сибирского кратона – существенно различна. Так, участок «Южный» оконтурен изометричной линией максимальной плотности разломов – (4–5). С учетом данного фактора его структурно-динамическая обстановка оценивается как чрезвычайная. По второму фактору (градиент скоростей новейших вертикальных тектонических движений) он приурочен к зоне минимальных значений – $\leq$ 0.1 и характеризуется относительно удовлетворительной ситуации. Совместное рассмотрение этих двух показателей позволяет дать общую экологическую оценку данного участка как относительно удовлетворительную с возможным переходом в чрезвычайную. Это обусловлено близостью района к сейсмоактивным структурам Байкальской рифтовой зоны и Алдано-Станового блока и возможностью. В пределах участка «Северный» отдельные кимберлитовые поля (Куонапская, Нижне-Оленекская, Укукитская группы) образуют крупные кимберлитоконтролирующие зоны, представляющие собой области динамического влияния региональных разломов Сибирской платформы, характеризующих повышенной степенью тектонической трещиноватости. По этому фактору их экологическая ситуация оценивается как чрезвычайная. По рангу неотектонического районирования они приурочены к выравненным водораздельным поверхностям (Оленекская и Укукитская группы кимберлитовых полей) или градиентной ступени рельефа (Куонапская группа). Эти кимберлитовые поля расположены в морфоструктурных областях с незначительными амплитудами положительных неотектонических движений. Кинематика активизированных разрывных структур южного крыла Лено-Анабарской шовной зоны указывает на генетический тип участков формирования россыпных месторождений алмазов.

Оценка геодинамических показателей геологической среды по отдельным факторам дает лишь приближенные результаты. Практически

все кимберлитовые поля расположены в зонах со значительным разбросом плотности разломов, градиентов скоростей новейших вертикальных тектонических движений и низких и умеренных значений показателей геодинамической активности, которые к фронтальным активизированным зонам имеют тенденцию к увеличению. Часть кимберлитовых полей, находящихся в зонах максимальных значений и средних каждого из факторов в отдельности, могут быть отнесены к областям структурно-динамической неустойчивости и чрезвычайной экологической ситуации. Остальная территория по отдельным показателям имеет относительно удовлетворительную экологическую обстановку. На существующей нормативной «Карте сейсмического районирования Российской Федерации» (ОСР-2015) территория исследований отнесена к сейсмоопасной области с интенсивностью в 5–6 баллов. Поля деформаций сейсмотектонических зон на территории коренных месторождений алмазов Сибирской платформы сформированы в соответствии с динамикой фронтальных блоков зон коллизии: Лено-Таймырской на севере (участок Северный), Байкало-Становой – на юге (участок Южный). Помимо местных сейсмических событий слабого и среднего уровня с энергетическими классами K = 6–15, данный регион может испытывать также транзитные воздействия от сильных землетрясений из соседних сейсмических поясов. Проведенные исследования по выявлению уровня сейсмической опасности Сибирского кратона и его горно-складчатого обрамления позволили более дифференцированно обозначить зоны повышенной сейсмической активности. Кроме того, в районе Вилюйского водохранилища (Южный участок) не исключено появление «наведенной сейсмичности», когда под влиянием водной линзы водохранилища может увеличиваться давление на нижележащие горные породы. В таких случаях изменяется равновесный тектонический баланс с ответной реакцией геологической среды в виде подземных толчков, что на порядок увеличивает уровень сейсмической опасности. В мировой практике гидросооружений зафиксированы подобные явления. Возникновение в этом районе землетрясений даже средней интенсивности (6–7 баллов) может привести к экологическим последствиям значительных масштабов. На изменение уровня сейсмической активности могут также влиять подземные ядерные взрывы и горные работы, сопровождаемые крупными взрывами в карьерах алмазодобычи. Для изучения этого эффекта необходимо проведение

детальных геодинамических исследований и многолетних инструментальных наблюдений за сейсмической обстановкой. Применение нового комплекса сейсмогеодинамических исследований, направленных на выявление степени геодинамической активности новейших структур и количественных показателей деформации геологической среды, является первостепенной задачей для обеспечения эффективной эксплуатации коренных месторождений алмазов в арктических условиях и поиску новых месторождений. Изучение геолого-структурных, геофизических и неотектонических данных районов алмазодобычи и активных разломов контактных структур горно-складчатого обрамления Сибирского кратона позволяют оценить интенсивность проявлений напряженно-деформированного состояния земной коры, дифференцированно обозначить зоны повышенной активности, выявить закономерности процессов сейсмотектонической деструкции, а также оценить потенциальный сейсмический и экологический риск территории исследования.

Исследования по сейсмотектонике проведены по проекту РНФ № 15-17-20000 «Сейсмогеодинамический анализ и сейсмическое районирование восточного сегмента прибрежно-шельфовой области Российской Арктики». Исследования по геодинамическим и экологическим показателям геологической среды проведены по проекту РФФИ № 18-05-60009 «Сейсмогеодинамика и потенциальная сейсмичность Арктического сектора Сибирского кратона».

Литература:

1. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 535 с.

2. Имаев В.С., Имаева Л.П., Гриб Н.Н., Никитин В.М., Козьмин Б.М. Сейсмогенерирующие структуры Байкало-Патомского и Алдано-Станового блоков (анализ трассы нефтепровода Восточная Сибирь-Тихий океан). Нерюнгри: Изд-во Технического института (Ф) ЯГУ, 2008. 212 с.

3. Имаева Л.П., Имаев В.С., Смекалин О.П., Козьмин Б.М., Гриб Н.Н., Чипизубов А.В. Карта сейсмотектоники Восточной Сибири, 2015. Масштаб 1: 4 000 000. Карта зарегистрирована в CrossRef. DOI: 10.2205/ESDB-VONZ-125-map.

4. 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.

5. Николаев В.В. Сейсмогеология зоны Ханийского рифтогенного разлома // Сейсмотектоника и сейсмичность района строительства БАМ. Новосибирск: Наука, 1980. С. 95–101.

О КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ЛЕПИДОФИТАХ ОРУЛГАНСКОГО ХРЕБТА (СЕВЕРНОЕ ВЕРХОЯНЬЕ)

Килясов А.Н.
Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,
kilyasov1993@mail.ru

Лепидофиты являются доминирующими растениями в раннекаменноугольной флоре Ангариды. Начиная со второй четверти XIX века изучением этой группы растений занимались И.Ф. Шмальгаузен, М.Д. Залесский, М.Ф. Нейбург, В.А. Хахлов, Г.П. Радченко, А.Р. Ананьев, В.А. Ананьев, Е.С. Рассказова, С.Г. Горелова и другие. Однако на протяжении почти ста лет интерпретация морфологии листовых подушек этих лепидофитов была ошибочной, в связи, с чем их родовая систематика оказалась весьма запутанной. Благодаря работам С.В. Мейена [4, 5] был расшифрован общий план строения листовых подушек этих растений. В частности, ему удалось продемонстрировать, что для большинства из них характерно присутствие внутрилистовой аэренхимы, которая на отпечатках сохраняется в виде небольшого вздутия – подлистового пузыря. Также он провел ревизию значительной части видов плауновидных из карбона Ангариды и показал, что они могут быть распределены по 6 родам: *Angarodendron* Zalessky, *Angarophloios* S. Meyen, *Eskdalia* Kidston, *Lophiodendron* Zalessky, *Tomiodendron* Radczenko, *Ursodendron* Radczenko. В то же время до сих пор еще остаются значительные пробелы в наших знаниях об ангарских лепидофитах. В частности, это касается плауновидных из карбона Верхоянья, которые являются практически неизученными.

Автором совместно с И.В. Будниковым, Р.В. Кутыгиным, Л.Г. Перегоедовым и В.И. Макошиным в 2014 году было предпринято изучение флороносных ранне-среднекаменноугольных отложений Орулганского хребта в Северном Верхоянье. В частности, были изучены разрезы былыкатской и сетачанской свит по р. Ньимнэчээн (правобережье

р. Соболох-Маян, напротив устья р. Былыкат) и р. Былыкат [2]. При этом были послойно отобраны остатки ископаемых растений.

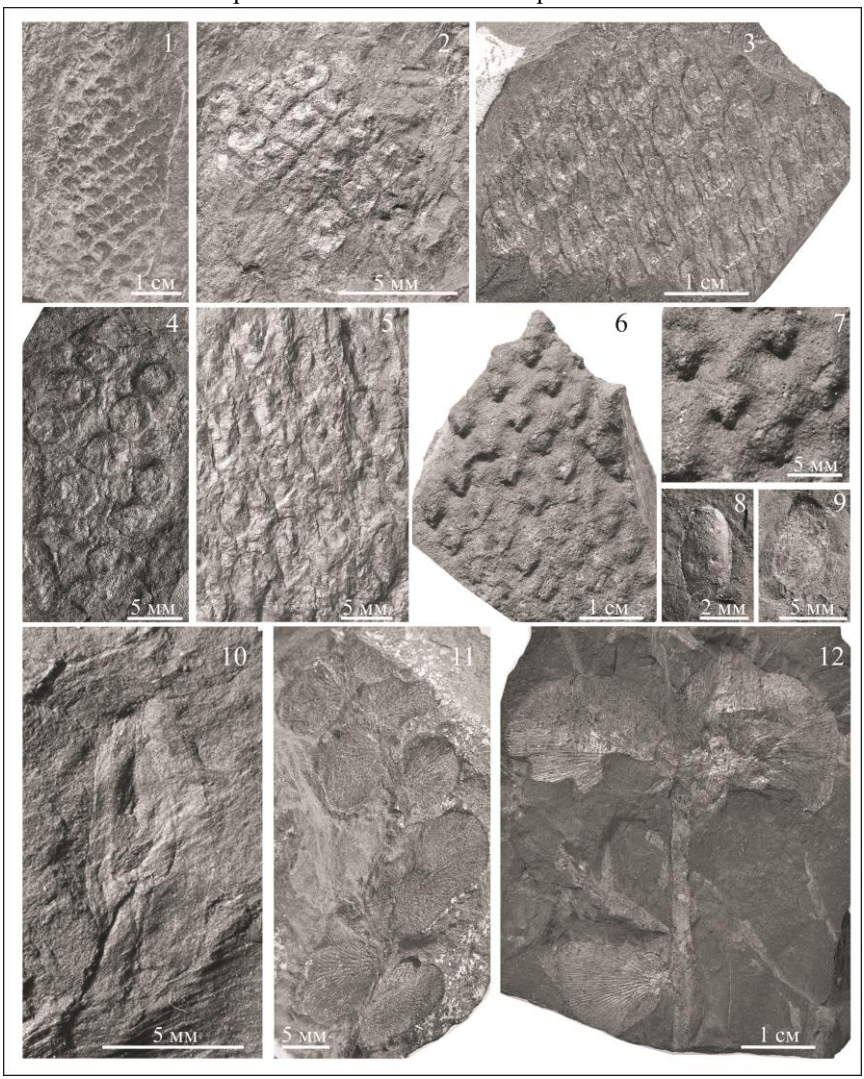


Рис. 1. 1-7 - лепидофиты: 1 - *Lophiodendron tyrganense* Zalessky, экз. № 222/12-2, 2- *Lophiodendron variabile* S.Meyen, экз. № 222/12-14, 3- *Angarophloios* cf. *alternans* (Schmalhausen) S. Meyen, экз. № 222/12-1, 4- *Angarophloios* sp., экз. № 222/12-15, 5- *Angarophloios leclercqianus* S. Meyen, экз. № 222/12-13, 6-7- *Ursodendron* sp., экз. №

134/29; 8-10 - семена: 8- *Cordaicarpus kovbassinae* Suchov, 8- экз. № 134/269, 9- *Angarocarpus ananievii* Suchov, экз. № 134/276, 10- *Samaropsis* cf. *jurabaensis* Rasskazova, экз. № 134/294; 11-12- листьяптеридоспермов: 11- *Abacanidium abaeanum* (Zalessky) Radczenko, экз. № 222/8-4, 12- *Angaropteridium cardiopteroides* (Schmalhausen) Zalessky, экз. № 134/288.

Дополнительно была изучена коллекция флоры, собранная И. В. Будниковым в 1988 году по р. Ньимнэчээн [3]. В ходе изучения растительных остатков, собранных на Орулганском хребте, автором были определены следующие виды плауновидных: *Angarophloios* cf. *alternans* (Schmalhausen) S. Meyen, *A. leclercqianus* S. Meyen, *Lophiodendron tyrganense* Zalessky, *L. variabile* S. Meyen – в былыкатской свите и *Ursodendron*sp. – в сетачанской свите (рис. 1). Помимо лепидофитов в былыкатской свите были обнаружены дисперсные семена *Angarocarpus ananievii* Suchov, *Cordaicarpus kovbassinae* Suchov, *Samaropsis* cf. *jurabaensis* Rasskazova и в вышезалегающей сетачанской свите были найдены листья птеридоспермов из порядка Abacanidales: *Angaropteridium cardiopteroides* (Schmalhausen) Zalessky, *Abacanidium abaeanum* (Zalessky) Radczenko.

На первый взгляд обнаруженные в нижне-среднекаменноугольных отложениях Орулганского хребта лепидофиты схожи с лепидофитами, известными в других регионах Ангариды. Однако некоторые из верхоянских плауновидных обладают хорошо выраженными отличительными чертами, что может свидетельствовать об их принадлежности к новым видам. Остатки, определенные как *Angarophloios* cf. *alternans*, отличаются от типичных представителей вида *A. alternans* несколько иным филлотаксисом и формой листовых подушек. Особенностью лепидофита *Ursodendron*sp. является то, что у него листовые подушки крупнее и более тесно расположены, чем у известных видов рода *Ursodendron*.

Наши исследования подтверждают слова М. В. Дуранте о том, что раннекаменноугольная флора Верхоянья отличается от одновозрастных флор других районов Ангарского палеофлористического царства [1], а это, в свою очередь, требует дальнейшего более детального ее изучения.

Работа выполнена по проекту «Стратегически важные виды минерально-сырьевых ресурсов и особенности геологического строения инвестиционно привлекательных территорий Республики Саха (Якутия): металлогения, тектоника, магматизм, геоэкология, совершенствование

поисковых и прогнозных технологий» Программы комплексных научных исследований в Республике Саха (Якутия), направленных на развитие ее производительных сил и социальной сферы на 2016–2020 гг.» и по госзаданию ИГАБМ СО РАН, проект № 0381-2016-0002.

Литература:

1. Дуранте М.В. Последовательность позднепалеозойских флористических комплексов Верхоянья // Lethaea rossica. 2010. Т. 2. С. 45–54.

2. 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.

3. Килясов А.Н. О возрасте былыкатской свиты карбона Орулганского хребта (Северное Верхоянье) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы VII Всероссийской научно-практической конференции. Том II. Якутск: Издательский дом СВФУ, 2017. С.129-134.

4. Мейен С.В. Теоретические проблемы палеоботаники. М.: Наука, 1990.

5. Thomas B.A., Meyen S.V. A reappraisal of the Lower Carboniferous lepidophyte *Eskdalia* Kidston // Palaeontology. 1984. Vol. 27. Pt. 4. P. 707–718.

СЕЙСМИЧНОСТЬ ДИСТАЛЬНОГО ЗАМЫКАНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА В ЗОНЕ ЕГО ПЕРЕХОДА К СТАНОВОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЕ В ЮЖНОЙ ЯКУТИИ

Козьмин Б.М.[1], Шибаев 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 Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН», г. Якутск, shibaev@emsd.ysn.ru

Территория исследования тяготеет к области контакта трех крупных геоструктур: северо-восточного окончания Байкальского рифта, юго-западной окраины Алданского щита и западного фланга Становой складчатой системы (рис. 1). Байкальский рифт включает систему кайнозойских впадин (Чарская, Верхнетоккинская) со складчатыми сооружениями хребтов Кодар и Удокан, имеющими альпинотипный рельеф. Впадины ограничены сбросами и сбросо-сдвигами [1]. Юго-западная окраина Алданского щита относится к активизированной части

Сибирской платформы, имеющая плоский платообразный рельеф. Щит преимущественно сложен нижнеархейскими кристаллическими образованиями. Вдоль его южной окраины к востоку от р. Олёкмы параллельно Становой складчатой области протягивается субширотная Южно-Алданская система мезозойских впадин (Предстановой прогиб), включающая Чульманскую депрессию [1, 2]. Становая складчатая система представлена западным флангом поднятия Станового хребта, сложенного архейскими и протерозойскими образованиями, и характеризуется среднегорным рельефом [1]. Для названной территории, которую занимает Чаро-Олёкминское нагорье, в течение 1950–1996 гг. все сильные землетрясения были отмечены вдоль его окраины: на западе, в Чарской впадине и ее горном обрамлении (хребты Кодар, Удокан и др.) - Муйское 1957 г. с магнитудой *MLH*=7.6 и Кодарское 1970 г. с *MLH*=5.5; на востоке, в среднем течении р. Олёкмы, – Нюкжинское 1958 г. с *MLH*=6.5, Олёкминское 1958 г. с *MLH*=6.4 и Тас-Юряхское 1967 г. с *MLH*=7.0; к северу от них, в Становом хр. – Южноякутское 1989 г. с *MLH*=6.6 [1, 2]. Во внутренних частях нагорья, напротив, фиксировалась «длительная зона сейсмического затишья», что привело к возникновению здесь в октябре 1997 г. впервые за последние 36 лет инструментальных наблюдений крупного Олдонгсинского роя землетрясений. В последующие 3 года он ежегодно генерировал до 500 землетрясений. После небольшого спада активности в ноябре 2005 г. произошёл новый интенсивный Чаруодинский рой, в котором было зафиксировано два интенсивных 7-8 – балльных землетрясения 10.11.2005 г. с K_P=15.7 и 11.12.2005 г. с K_P=14.8. Их сопровождала продолжительная серия афтершоков (свыше 2.5 тыс). Повышенная сейсмическая деятельность Чаруодинского роя продолжалась и в 2006 г. (1400 событий), где 26.01.2009 г. вновь было выявлено крупное событие с K_P=13.7 с более чем 500 афершоками. Изучаемый роевой процесс продолжается и сейчас. Его макроэффекты ощущались на территории Якутии, Бурятии, Иркутской, Читинской и Амурской областях с интенсивностью 3-6 баллов на площади до 500 тыс. км^2.

Фокальные механизмы роевых серий (рис. 1), определённые по знакам первых вступлений сейсмических волн и методом момента тензора центроида [2] указывают, что при Олдонгсинском рое в очагах землетрясений преобладали подвижки типа взброса, взброса-сдвига и сбросо-сдвига, а при Чаруодинском рое, напротив, превалировали

сбросовые смещения. Таким образом, наблюдалась инверсия поля тектонических напряжений сжатия (Олдонгсо) в сбросовое (Чаруода).

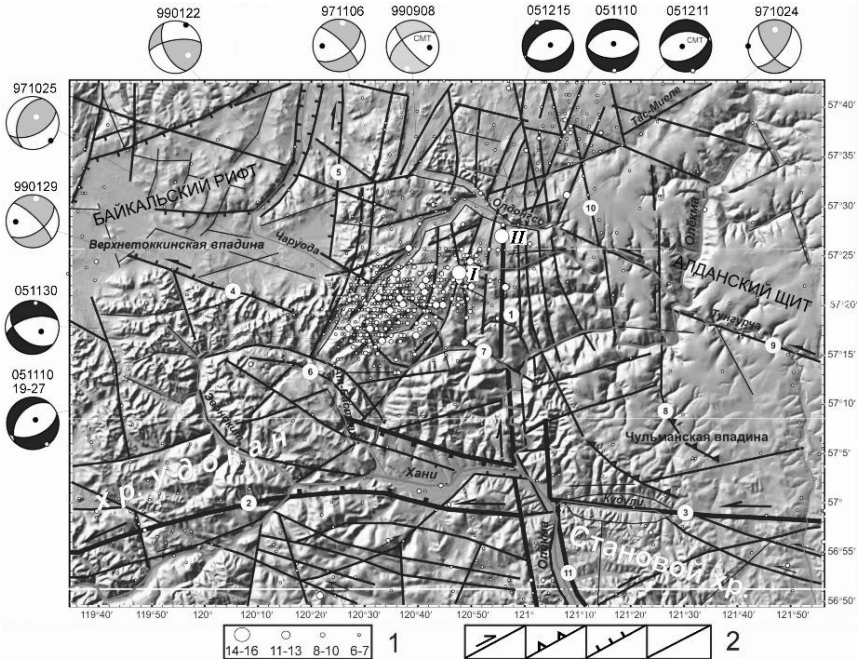


Рис. 1. Сейсмотектоника северо-восточного фланга Байкальского рифта в 1997–2012 гг. 1 – энергетический класс землетрясений K_P, 2 – разломы: сдвиги, надвиги, сбросы и неустановленной кинематики: Темулякитский (1), Ханийский (2), Кудулинский (3), Токкинский (4), Чаруодинский(5), Аль-Бастаахский (6), Тумуллурский (7), Тунгурчаканский (8), Тунгурчинский (9), Токурский (10), Олекмо-Нюкжинский (11); I и II – эпицентры землетрясений 10.11.2005 и 11.12.2005 гг. Вне рамки – фокальных механизмов землетрясений и их дата (число, мес., год). Темная и светлая точки внутри стереограмм – напряжения сжатия и растяжения.

Существенное влияние на рельеф исследуемой области оказывает разрывная тектоника, где господствующей является система Темулякитского разлома (№ 1), заложившегося в архее-протерозое (рис. 1). Она состоит из серии параллельных и сочленяющихся под острым углом субмеридиональных дизъюнктивов, которые сформировали мозаику пластин, линз, клиньев и блоков разнообразной величины [1, 2]. Темулякитский разлом подчиняет себе соседние с ним на западе северо-

восточные сдвиги Удоканской системы (рис. 1, №№ 5, 6, 7.), а на востоке – северо-западные сдвиги и надвиги Южноалданской системы (рис. 1, №№ 8, 9, 10). Хани-Кудулинская дизъюнктивная система субширотного простирания (разломы № 2 и № 3) объединяет сеть новейших сбросов и левых сдвигов [2]. Не меньшим влиянием обладают здесь субширотные разломы, ограничивающие кайнозойские впадины [1], развитые на северо-восточном фланге Байкальского рифта (рис. 1, № 4).

Рассмотренные системы разломов разделяют блоки земной коры, к одному из которых и приурочена очаговая область Олдонгсинского и Чароудинского роев.

В итоге, можно предположить, что взаимодействие перечисленных крупных геоструктур: Байкальской рифтовой системы, Алданского щита Сибирской платформы и Становой складчатой области, приуроченных к границе сближающихся Евразийской и Амурской литосферных плит, обусловило общий процесс деструкции земной коры в изучаемом районе Олекмо-Чарского нагорья. В результате смещений вдоль сети региональных и локальных разломов, развитых в этой транзитной области, произошла активизация сейсмических процессов в виде появления продолжительных роевых последовательностей. Она способствовала инверсии полей тектонических напряжений от Олдонгсинского роя 1997 г. (взбросо-сдвиги) к Чаруодинскому рою 2005 г. (сбросы), что вызвало «оживление» разломов субширотного простирания и активную переработку, а также деформирование восточного борта Верхнетоккинской рифтовой впадины, что может указывать на продвижение Байкальского рифта на восток.

Работа выполнена при финансовой поддержке Комплексной программы фундаментальных исследований СО РАН по проекту Междисциплинарных интеграционных исследований № 71.

Литература:

1. Солоненко В.П., Тресков А.А., Курушин Р.А., Мишарина Л.А., Павлов О.В., Пшенников К.В., Солоненко М.А., Фомина Е.В., Хилько С.Д. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. – М.: Наука, 1966. – 231 с.

2. Шибаев С.В., Петров А.Ф., Козьмин Б.М., Имаева Л.П., Мельникова В.И., Радзиминович Н.А., Тимиршин К.В., Петрова В.Е., Гилёва Н.А., Пересыпкин Д.М. Сейсмотектоническая характеристика зоны роевых событий в 1997–2006 гг. на границе Байкальского рифта и Становой складчатой области // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы 4-ой Международной сейсмологической школы– Обнинск: ГС РАН, 2009. – С. 30–35.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ОЗ. БАЙКАЛ: ФАЦИАЛЬНО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ПРОГНОЗНЫЕ РЕСУРСЫ

Коломиец В.Л.
Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, kolom@ginst.ru
Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ

На юго-восточном побережье озера Байкал между устьями рр. Селенга и Баргузин протягивается цепь небольших отрицательных морфоструктур, которые по своему развитию, глубине залегания фундамента, структурному положению, конфигурации, степени морфологической выраженности и сейсмическому режиму относятся к инфантильным структурам [2]. Это – Налимовская, Нижнетуркинская и Котокельская впадины. Несмотря на их размеры, днища впадин выполнены разнообразным комплексом рыхлых осадков четвертичного возраста, представляющих несомненный интерес в качестве нерудного сырья.

Налимовская впадина имеет северо-восточную ориентировку, воронкообразно сужается верх по течению р. Налимовка на 17–18 км, наиболее широкая ее часть вытянута вдоль берега бухты Безымянной оз. Байкал на 6.5 км. Днище впадины состоит из разновысотных уровневых поверхностей террасового комплекса.

Седьмой эрозионно-аккумулятивный уровень (ЭАУ) высотой 120-140 м сложен субгоризонтально-слоистыми мелко-среднезернистыми песками кварцевого состава (80%). Из этих осадков получена абсолютная дата на основе радиотермолюминесцентного метода (1000000±90000, ГИН СО РАН-399), соответствующая верхнему эоплейстоцену и коррелируется с эоплейстоцен-нижненеоплейстоценовым этапом седиментогенеза Байкальской рифтовой зоны [3]. Шестой ЭАУ ранне-средненеоплейстоценового возраста (60-80 м) выполнен субгоризонтально-, слабоволнисто- и наклонно-слоистыми мелко-среднезернистыми песками (x=0,39-0,40 мм) полевошпатово-кварцевого (30 и 65% соответственно) и кварцевого (80%) состава. В первой половине среднего неоплейстоцена произошло формирование пятого ЭАУ высотой 40-50 м. Осадки представлены однообразным литологическим составом – субгоризонтально-слоистыми полевошпат-кварцевыми (25 и 74%) мелко-среднезернистыми песками (x=0,41-0,43 мм). Значительно большее распространение имеет четвертый ЭАУ (вторая половина среднего неоплейстоцена, 25-35 м). Изученное

вещество являет собой песчаный промытый, преимущественно кварцевый (до 80%) материал мелко- (x=0,42-0,45) и крупно-среднезернистой структуры (x=0,51-0,58), с четко выраженной субгоризонтальной, пологоволнистой, реже косой, линзовидной текстурой. Верхненеоплейстоценовые третья (15-25 м, возраст осадков – ермаковский >84000 л.н., ГИН СО РАН-397) и вторая (9-12 м, возраст - >42000 л.н., ГИН СО РАН-396) аккумулятивные террасы сложены схожими в структурно-текстурном отношении высокой степени промытости (содержание алевритово-глинистых частиц – менее 5%) мелко- (x=0,42-0,45 мм) и крупно-среднезернистыми (x=0,50-0,57 мм) песками с общей долей псаммитовых частиц до 90-95%. Слоистость – маломощная, характер залегания субгоризонтальный, волнистый, реже – косые серии обохренных гравелистых песков.

Анализируя характер седиментогенеза Налимовской впадины, можно констатировать, что уже в верхнем эоплейстоцене в котловине имел место озерный режим осадконакопления. Доставка материала осуществлялась небольшими водотоками равнинного типа, осаждение его происходило преимущественно в подводно-дельтовом положении. Схожие условия были характерны и на протяжении всего среднего неоплейстоцена – депрессия неоднократно становилась палеозаливом Байкала на всю ее длину типа современных соров. Преимущественно лимнический характер носил процесс осадконакопления и в верхнем неоплейстоцене – котловина заливалась водами и представляла собой Налимовский палеосор.

С песками озерного и озерно-речного генезиса связаны все известные на сегодняшний день комплексные месторождения нерудного сырья.

Месторождение Саяпиха-1 расположено в нижнем течении р. Налимовка в 5 км северо-восточнее курорта Горячинск, соотносится с V-III террасовыми уровнями, выполненными кварцевыми среднезернистыми песками. Ареал распространения полезного компонента, пригодного для силикатных изделий автоклавного твердения и штукатурно-кладочных растворов 6,5 км^2, глубина залегания – от 0,9 до 3,3 м, запасы песков – 15,6 млн. м^3. Эти же осадки могут быть использованы и в качестве мелких заполнителей в бетоны – площадь распространения 6 км^2, объем полезной залежи – 14,4 млн. м^3.

Месторождение силикатных и строительных песков Саяпиха-2 (среднее течение р. Налимовка в 16 км северо-восточнее курорта Горячинск) охватывает отдельные участки VI-V террасовых уровней. Пески – мелко-среднезернистые полевошпатово-кварцевые с добавками темноцветов,

слюд и обломков пород, залегают на площади 2,8 км^2, мощность 1,8 м, вскрыша 1,6 м, объем – 7,8 млн. м^3.

Нижнетуркинская впадина занимает приустьевую часть нижнего течения р. Турка. В плане это сужающееся вверх по течению асимметричное субширотное понижение. Наиболее полный комплекс рыхлых отложений, включающий в себя шесть разновысотных ЭАУ, наблюдается на междуречье рр. Турка и Коточик. Это останцовый увал (60–80 м) с мелкохолмистой вершинной поверхностью и выположенными, местами с эрозионными врезами, склонами.

Гранулометрически осадки, слагающие этот массив, принадлежат к среднезернистым пескам с подчиненной ролью других разностей (мелко- и крупнозернистых). Слоистость горизонтальная, отчетливая. Текстурные и структурные особенности указывают на водный характер переноса и отложения осадков. Согласно гидродинамическим показателям отложение происходило в мелководном проточном озеровидном водоеме (прибрежные фациальные обстановки).

Важным моментом в понимании условий среды седиментации является обнаружение в этих песках спикул губок двух семейств: губок материковых водоемов семейства Spongillidae: *Ephydatia fluviatilis* L., *Spongilla* sp. и эндемичных байкальских губок семейства Lubomirskiidae – *Lubomirskia baikalensis* Pall. (Dyb.) [1]. Наличие данных видов обосновывает аккумуляцию песчаных толщ в озерном водоеме, который имел генетическую связь с оз. Байкал. Физико-географические условия этого палеоводоема были сходными с условиями, имеющими место в современных байкальских сорах.

Месторождение Турка (останцовый увал на левом берегу р. Турка) приурочено к плейстоценовому террасовому комплексу (VI-I террасовые уровни). В его строении принимают участие мелко-среднезернистые полевошпатово-кварцевые пески (территория – 14,5 км^2, средняя мощность продуктивных горизонтов – 4 м, вскрыша – 1,2 м, запасы силикатных песков – 40 млн. м^3, строительных –28 млн. м^3 при площади залегания 10 км^2). Запасы на данном месторождении могут быть многократно увеличены, так как по данным бурения, общая мощность описываемых однородных песков колеблется от 120 до 140 метров. Инженерно-геологические условия отработки самые благоприятные.

Котокельская впадина имеет в плане субмеридиональную овальную форму, большая часть ее занята водами озера Котокель. Эоплейстоцен-нижненеоплейстоценовые осадки слагают VII ЭАУ высотой 80-120 м.

Вскрытая верхняя часть толщи представлена субгоризонтально-слоистым алевритово-средне-мелкозернистым песком (x=0,26 мм). Ранне-средненеоплейстоценовый VI ЭАУ высотой 50-80 м сложен псаммитовым материалом средне-мелкозернистой структуры (x=0,27-0,32 мм). По вертикали строение толщи невыдержанное, часты прослои и линзы илов, тонкослоистых запесоченных суглинков, пластичных голубовато-серых глин. Отложения средненеоплейстоценового IV ЭАУ (25-35 м) и верхненеоплейстоценовой III (17-25 м) террасы – мелко-среднезернистые пески (x=0,32-0,36 мм) с субгоризонтальной, наклонной и волнистой слоистостью. Преобладающий генезис отложений – аквальный.

Месторождение силикатных и стекольных песков Котокель (18 км^2), занимающее южную оконечность оз. Котокель, накоплено кварц-полевошпатовыми тонко-мелкозернистыми песками (VII-VI, IV-III уровни). Глубина отработки до 3,3 м, вскрыша 1,2 м, запасы 38 млн. м^3. Повышенные содержания окиси железа до 2-5% исключают возможность применения осадков для изготовления листового стекла, поэтому они могут использоваться как сырье для производства изделий из тарного стекла (марка КПШС-Н-11,5 с ненормированной долей Fe_2O_3).

Литература:

1. Мартинсон Г.Г. Третичная фауна моллюсков Восточного Прибайкалья // Труды Байкальской лимнологической станции. Т. XIII. М., Изд-во АН СССР, 1951. С. 5-92.

2. Солоненко В.П., Тресков А.А., Жилкин В.М. и др. Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. М.: Наука, 1968. 220 с.

3. Kolomiets V.L. Paleogeography and Quaternary sediments and complexes, intermontane basins of Prebaikalia (Southeastern Siberia, Russia) // Quaternary International, V. 179, 2008. P. 58-63.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПРИГОДНОСТИ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ МЕЖГОРНЫХ ВПАДИН ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ В КАЧЕСТВЕ СИЛИКАТНЫХ ПЕСКОВ

Коломиец В.Л.

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

Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ

Рельеф Западного Забайкалья состоит из линейно-вытянутых низко- и среднегорных хребтов и межгорных впадин. Горные хребты – удлиненные

возвышенности с мягкими очертаниями: абсолютные высоты 800-1500 м, протяженность – десятки – первые сотни, ширина 20-80 километров. Межгорные котловины расположены параллельно хребтам, имеют значительную ширину днищ (высоты 600-900 м), заполненных четвертичными полигенетическими осадочными толщами.

Оценка пригодности отложений для производства силикатных изделий автоклавного твердения определяется ОСТом 21-1-80, согласно которому, пески, пригодные для выработки силикатного кирпича, на поисковом этапе должны соответствовать следующим условиям (в %): 1) фракция 10-5 мм – ≤10; 2) фракция <0,14 мм (A_0) – ≤70; 3) фракция <0,05 (алевритовые и глинистые частицы) – ≤20; 4) модуль крупности – не нормируется. При гранулометрическом анализе осадочных толщ межгорных падин был получен ряд характеристик, как по площади распространения полезного компонента, так и по отдельным разрезам, главной из которых является процент пригодности проб (ППП) к общему числу анализируемых проб. Данное обстоятельство позволило в конечном итоге дать общую оценку пригодности осадочных тел днищ межгорных впадин в качестве сырья для изготовления силикатной продукции автоклавного твердения.

Усть-Джидинская впадина охватывает нижнее течение р. Джида и Дырестуйско-Убур-Дзакойское структурное понижение на правом берегу р. Селенга. В устье р. Джида, на ее правобережье, распространены надпойменные террасы высотой 18-20 и 10-12 м (разрезы Дырестуй-1 и 2 соответственно). Разрез Дырестуй-1 сложен мелко-среднезернистыми песками, преобладает комплексный аллювиально-озерный генезис с подчиненной ролью образований речного происхождения. Разрез Дырестуй-2 вскрывает тонко-мелкозернистые с примесью средне-крупнозернистых частиц и редкого гравия пески речного и озерно-речного генезиса. По правобережью Селенги распространен высокий террасоувал относительной высоты до 60-65 м (разрезы Хоронхой, Усть-Кяхта, Дэбэн), который сложен алевритами и песками. Генезис толщи – озерно-аллювиальный с примесью осадков речного и склонового происхождения.

Всего по району получено 174 гранулометрических рассевов песчаных отложений, непригодными по причине повышенного содержания псефитовой и алевритово-глинистой составляющей оказалось всего 8 проб, общий ППП – 95,4.

Гусиноозерская впадина обрамлена с севера-запада Хамбинским хр., а с юго-востока – хр. Моностой. В структурном отношении толща 65-метрового террасоувала р. Селенга (разрез Енхор) представлена мелко-

среднезернистыми песками с алевритово-глинистыми частицами и псефитовыми включениями. Литолого-фациальный и палеопотамологический анализы устанавливают речные обстановки седиментации (русловые нестрежневые и пойменные фации). В устье пади Барун-Хундуй сохранился фрагмент 20-метровой террасы (разрез Барун-Хундуй). Осадки – пески с мелким гравием и прослоями щебнисто-дресвяных отложений. На основании выполненных реконструкций установлен преобладающий аллювиальный генезис осадочной толщи.

Всего изучено 70 проб, общий ППП по впадине – 90 (разрез Енхор – 34 пробы, ППП – 91,2, разрез Барун-Хундуй – 36 проб, ППП – 88,9).

Террасовый комплекс долины р. Чикой состоит из двух средненеоплейстоценовых высоких эрозионно-аккумулятивных уровней – пятого (40-60 м и более, разрез Староселенгинск) и четвертого (25-35 м, разрезы Харлун, Чикой), а также трех поздненеоплейстоценовых аккумулятивных надпойменных террас (15-20, 10-12 и 5-8 м). Разрез Староселенгинск представлен средне-мелкозернистыми псаммитами с прослоями и линзами более зернистых песков и слабоокатанных грубообломочных включений. Происхождение толщи – аквальное, имеет место чередование по вертикали смешанных и речных условий образования осадков. Разрез Харлун сформирован песчаным мелкозернистым и мелко-среднезернистым материалом. По своему генезису толща имеет озерно-речное и речное происхождение. Разрез Чикой также сложен преимущественно псаммитами аквального генезиса.

По всем разрезам получено 140 рассевов, ППП – 97,1, не пригодны 4 пробы из-за превышения псефитового материала.

Хилокская межгорная впадина, дренируемая крупной транзитной рекой – р. Хилок (правый приток р. Селенга), имеет субширотное простирание. Общая протяжённость впадины составляет около 150 км, максимальная ширина достигает 20 км. С севера котловина обрамлена Заганским, а с юга – Малханским хребтами. Днище впадины сложено аллювиальными, пролювиальными и эоловыми отложениями, образующими террасы и широкие подгорные шлейфы. Террасовый комплекс долины р. Хилок состоит из средненеоплейстоценового эрозионно-аккумулятивного уровня высотой 40-60 м, а также поздненеоплейстоценовых аккумулятивных надпойменных террас (10-12 и 5-8 м). Высокий террасовый уровень данной морфоструктуры (разрезы Елань-1 и 2) имеет озерно-аллювиальный

генезис, а более низкие аккумулятивные террасы (разрез Шадай) накапливались в речных обстановках аккумуляции.

Изучено 62 гранулометрических рассевов, общий ППП – 100.

Убукуно-Оронгойская впадина окружена с северо-запада хребтами Хамбинским и Хамар-Дабан и с юго-востока – Моностойским хр. 20-метровая терраса на правобережье р. Оронгой выполнена крупно-средне-мелкозернистыми песками с примесью алевритовых и мелкогравийных частиц (разрез Оронгой). Процесс седиментации происходил в мелководном озерном водоеме с глубинами до 4,5 м. Возраст осадков средней части толщи по данным радиотермолюминесцентного датирования – 38000±4000 лет (каргинское время, ГИН СО РАН-128). 15-метровая терраса состоит из трех толщ: русловых гравийно-песчаных отложений, речных тонко- и средне-мелкозернистых песков, субаэральных алевро-мелкозернистых песков (разрез Гуран).

Общее количество исследованных проб составило 55, из них не пригодными оказалось 6 проб (ППП 89,1).

Иволгинская впадина. Разрез стратотипа кривоярской свиты (нижний – средний неоплейстоцен) [1] высотой до 60 м характеризуется широким спектром тонкообломочных пород – от песчаных алевритов до средне-мелкозернистых песков (9 литологических горизонтов). Особенностью разреза является цикличность генезиса – чередование комплексных аллювиально-озерных (1, 3, 5, 7, 9 горизонты) и аллювиальных (2, 4, 6, 8 горизонты) обстановок седиментации. Аллювиально-озерные отложения формировались в акватории озерного водоема со слабым волнением и придонным течением (лимническая макрофация), материал приносился мигрирующими речными потоками (речная макрофация). Аллювиальные осадки отлагались водотоками равнинного типа с постоянными руслами (нестрежневые и пойменные фации).

Гранулометрическому изучению было подвержена 31 проба, ППП – 96,8.

Удинская впадина обрамлена хребтами Улан-Бургасы и Цаган-Дабан. Два уровня надпойменных террас развиты у подножья хр. Цаган-Дабан. IV терраса (28-30 м) сложена псаммитами с примесью гравия (4-5%) (разрез Онохой-1). Палеопотамологические характеристики определяют флювиальный генезис изучаемой толщи (русловые нестрежневые фации).

Осадки III террасы (17-18 м) состоят в нижней и средней части разреза из гравийно-песчаных смесей, а также разнозернистых песков и алевритов в венчающих горизонтах (разрез Онохой-2). Процесс седиментации осуществлялся блуждающими водотоками равнинного и полугорного грядового типов (русловые нестрежневые фации). Возраст их образования определен как финал среднего (IV терраса) – начало позднего (III терраса) неоплейстоцена [1]. Следовательно, в это время Удинская впадина была уже суходольной и не подвергалась влиянию ингрессии байкальских вод, вызванной тыйской фазой тектонической активизации [2].

По двум разрезам было изучено 19 проб, из них 4 пробы из-за повышенного наполнения гравийно-галечным материалом оказались не пригодными, общий ППП – 79.

Таким образом, осадочные толщи аквального генезиса в днищах межгорных впадин Забайкалья являются неиссякаемым источником силикатных песков, объемы которых могут составлять миллиарды м^3. Условия их отработки самые благоприятные, к тому же район обладает хорошей транспортной инфраструктурой и наличием потребителей.

Литература:

1. Базаров Д.-Д.Б. Кайнозой Прибайкалья и Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1986. 184 с.

2. Коломиец В.Л. Седиментогенез плейстоценового аквального комплекса и условия формирования нерудного сырья суходольных впадин Байкальской рифтовой зоны: Автореф. дисс. канд. геол.-минер. наук. Иркутск, 2010. 18 с.

ООЛИТЫ И ОНКОЛИТЫ НЕОПРОТЕРОЗОЯ ПРЕДПАТОМСКОГО ПРОГИБА НА ЮГЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Колосов П.Н.[1], Афанасьев А.Н.[2], Петров Д.С.[2]

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

2 - Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск, igabm@mail.ru

Оолитовые и онколитовые известняки и доломиты весьма распространены в неопротерозое Предпатомского прогиба. Этими

породами сложены многочисленные слои каланчёвской и ченчинской, реже и других свит. Одни исследователи все зернистые карбонатные породы в упомянутых свитах считают оолитовыми, сферолитовыми, пизолитовыми и комковатыми (например, Е.М. Хабаров в 1985 г., В.К. Головёнок и М.Ю. Белова в 1989 г.), а другие – онколитовыми (термин Пиа, 1927 г.) = микрофитолитовыми (по И.К. Королюк 1966 г. ошибочно выделение среди фитолитов типа Oncolithi Pia), и при этом онколитам ошибочно присваивают латинские бинарные названия, как принято биологическим объектам (например, Е.А. Рейтлингер в 1959 г., З.А. Журавлева в 1964 г., Т.А. Дольник и Г.А. Воронцова в 1974 г., М.С. Якшин в книге «Опорные разрезы …» 1972 г.), против чего в 1977 г. выступил П.Н. Колосов. В учебнике по петрографии осадочных пород М.С. Швецова 1958 г. на с. 157 указано, что: «образования, на первый взгляд очень похожие на типичные оолиты, известковые, но без концентрического строения и центрального ядра часто называют псевдооолитами или оолитоидами». Постоянное движение воды от умеренной до сильной интенсивности образует ооиды (Дж. Л. Уилсон в 1980 г.). По Дж. Гринсмит 1981 г. оолиты или ооиды диаметром 1 мм или менее, а пизолиты – более 2 мм, и они имеют более сложный генезис (состоят из чередующихся слоёв серого богатого органикой арагонита). Нет пока данных о происхождении специфических деформированных оолитов, часто с крючкообразными соединениями, известных как спастолиты – писал в 1983 г. Э Хэллем в своей книге «Интерпретация фаций …». Спастолиты по В.К. Головёнок за 1989 г. являются результатом растворения онколитов и оолитов по сутурным поверхностям: возникают «хвостатые» образования (структуры типа “medullarites”). Согласно Р.К. Селли 1981 г. ооиды и оолиты – отороченные зёрна, а пизолиты и онколиты – это те же отороченные зёрна, но первые диаметром в несколько миллиметров, вторые имеют неправильную форму и размером до 5-6 см в диаметре, имеют прерывистые концентрические слойки (прерывистое перекатывание), образующиеся за счёт цианобактерий, в противоположность оолитам служат индикаторами низкоэнергетических обстановок. Пизолиты – зубчатые зёрна, «образовавшиеся, вероятно, в результате биохимического отложения водорослевых инкрустаций» (Карбонатные породы …Т. I, 1970, с. 154).

Типичные оолиты, упомянутые выше Е.А. Рейтлингер и другими, стали именовать Osagia. Термин «осагия» ввел W.H. Twenhofel в 1919 г.: округлые желваки различных размеров с концентрической слоистостью. Оолиты и онколиты чётко не различаются, между ними существует переходные

формы (Е.А. Рейтлингер в 1959 г., Э.П. Радионова в 1976 г., В.Г. Кузнецов в 2003 г.). По материалам Персидского залива современные оолиты в концентрических наслоениях содержат кристаллы арагонита и минерализованные остатки водорослей (Т.Н. Голубовская и Д.К. Патрунов в 1976 г.). Наиболее приемлемо утверждение, что за онколиты следует принимать зёрна, которые сложены концентрическими наслоениями различной толщины, чаще с волнистыми выростами в местах, благоприятных для фотосинтеза, реже с остатками микроорганизмов (В.П. Маслов в 1955 и 1973 гг., А.Г. Вологдин в 1962 г., Р.К. Селли в 1981 г.). Х. Одам в 1957 г., Ю.В. Давыдов в 1975 г. и другие исследователи сферических карбонатных зёрен генезис некоторых из них связывали с жизнедеятельностью микроорганизмов. В каланчёвской свите неопротерозоя Предпатомского прогиба имеются онколитоподобные образования с хорошо сохранившимися остатками микроорганизмов (П.Н. Колосов и И.Н. Троегубова в 2016 г.). Они формируются в водной среде, по-видимому, во взвешенном положении. Центральная часть (ядро) представлена однородным, плотно упакованным карбонатом. Она окружена неоднородной, комковатой внешней зоной, которая содержит хорошо сохранившиеся остатки микроорганизмов. От упавших на дно моря, а затем перекатывавшихся по дну онколитов, упомянутые онколитоподобные образования отличаются расплывчатыми границами как с вмещающей породой, так и между слабо выраженными (постепенными) концентрическими слоями (концентрами). Вопреки утверждениям В.К. Головёнок в 1989 г. об отсутствии микрофоссилий в слоистых оболочках сферических зёрен позднего докембрия, принимаемых им за онколиты (оолиты), мы обнаружили их. Они нитевидные разветвленные и в виде клеток микроорганизмов. Онколиты – объект в основном литологических исследований (В.К. Головёнок и М.Ю. Белова в 1989 г.), а микрофитолиты – объект палеоальгологического изучения.

Оолиты первичные – чисто хемогенные сферические зёрна, такие, как именуемые «osagia tenuilamellata» (по Е.А. Рейтлингер 1959 г.). Вторичные оолиты формируются нередко в результате перекристаллизации онколитов (структуры типа «asterospaeroides» и «radiosus»). *Онколиты* – хемогенно-органогенные преимущественно округлой или овальной формы образования; на концентрически слоистое хемогенное зерно (оолит) селятся микроорганизмы (цианобактерии и водоросли, возможно, низшие водные грибы), создавая сравнительно расплывчатые, волнистые наружные

концентры. Наблюдается и обратная картина: вокруг зерна органогенной природы происходит химическая садка карбоната. Типичным примером онколитов является форма, названная «osagia undosa» (по Е.А. Рейтлингер 1959 г.). По достижении определенного размера или снижения интенсивности течения воды онколиты опускаются на дно бассейна, прекращается (иногда временно) их перекатывание, и это ведет к неравномерному росту (фотосинтетические микроорганизмы селятся и растут на освещенной стороне зерна), возникновению уплощенных и других форм, изучение которых проведено Б.И. Чувашовым в 1988 г. *Микрофитолиты* – органогенно-хемогенные и органогенные карбонатные, разной формы зёрна, возникшие при непременном участии микроорганизмов растительного происхождения. К ним относятся структуры типа «glebosites» и «nubecularites» (в 1937 г. выделил В.П. Маслов в кембрийских отложениях Восточной Сибири) и близкие к ним «vermiculites» и «vesicularites».

Анализ опубликованных данных по строению и распространению сферических минеральных зёрен в широком диапазоне времени приводит к мысли, что палеопротерозойские и раннемезопротерозойские формы – это чаще всего оолиты хемогенного происхождения, а позднемезопротерозойские и неопротерозойские, особенно эдиакарские – нередко биохемогенные, и их можно принять за вторичные оолиты, онколиты и микрофитолиты (в понятии этого термина по И.К. Королюк 1966 г.), то есть органогенно-седиментационные карбонатные образования, возникшие при участии цианобактерий и/или низших растений. Такая картина эволюции в образовании карбонатных зёрен укладывается в установленную Н.М. Страховым в 1949 г. закономерность: «в истории Земли имело место непрерывное и прогрессивное подавление в море биогенным процессом чисто химического карбонатонакопления» (с. 583,585). На Сибирской платформе такое подавление связано с расцветом в неопротерозое бентосных красных водорослей (Dzhelindia и другие), снабжавших кислородом дно глубинных участков морского шельфа. В результате расширялись фотическая зона (участок, где возможен фотосинтез) и область обитания органического мира, постепенно значительно повышалась роль жизни в морях неопротерозоя и фанерозоя (Колосов в 2008, 2010 гг.).

СЛЕДЫ ЖИЗНЕДЕЯТЕЛЬНОСТИ БИОТ В НОХТУЙСКОМ РАЗРЕЗЕ НЕОПРОТЕРОЗОЯ И КЕМБРИЯ

Колосов П.Н.[1], Рожин С.С.[2], Олёнова К.С.[2]
1 - Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, geo@yakutia.ru
2 - Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск, rssgrf@rambler.ru

Нохтуйский опорный разрез - это один из важнейших геологических объектов на юго-западе Якутии, где запечатлена 200-миллионная истории Земли. Скальные выходы горных пород неопротерозоя (верхнего рифея и венда=эдиакария) и нижнего кембрия обнажаются в данном разрезе в виде моноклинали с крутым падением слоев. Они наблюдаются почти непрерывной полосой длиной около 4 км по левому берегу р. Лена в нескольких километрах выше местности Нохтуйск, расположенной против с. Мача. Благодаря хорошей обнаженности Нохтуйский разрез является опорным в нефтегазоносной Юго-Западной Якутии, предоставляет геологам хорошую возможность для научно-тематических исследований и пополнения современных знаний по стратиграфии, палеонтологии, литологии, строению и генезису терригенно-карбонатных отложений позднего докембрия и кембрия.

Нохтуйский разрез - базовая научная основа учебного полигона для общегеологической практики студентов - геологов первого курса ГРФ СВФУ им. М.К. Аммосова. За последние 30 лет на Нохтуйском полигоне общегеологическую практику прошли свыше 1000 студентов геологоразведочного факультета. Здесь студенты имеют хорошую возможность собрать образцы горных пород, строматолитов и микрофитолитов, исследовать их в лабораториях, по результатам готовить научные доклады. Далее охарактеризуем свиты и содержащиеся в них биоты, представленные в виде фоссилизированных органических остатков.

Верхний рифей. Ченчинская свита в неполном объеме вскрывается у устья руч. Тербэс. Она представлена известняками и доломитами. Характерным признаком является широкое развитие массивных строматолитовых и микрофитолитовых (онколитовых) известняков с караваеобразными биостромами, желваково-столбчатыми куполовидными биогермами и биогермными массивами. Органический мир представлен красными водорослями Dzhelinda diversa Kolosov, D. minima Kolosov,

Chaptchaica nitida Kolosov; присутствуют и мелкие шаровидные и нитевидные микроорганизмы.

Венд (эдиакарий). Нохтуйский разрез является наиболее перспективным опорным узлом стратиграфии венда на юго-западе Якутии. К венду здесь относятся отложения джербинской, тирбэсской и тинновской свит, общей особенностью которых является повышенная битуминозность. Джербинская свита (200 м) отличается существенно терригенным составом пород, при подчиненной роли карбонатных. Тирбэсская свита (112 м) венда отличается наибольшей пестротой литологического состава. Основная масса водорослей находится в кремнисто-фосфатных обломках – окатышах. Вендские микрофоссилии изучали Е.А. Рейтлингер в 1948, 1959 гг., П.Н. Колосов в 1975, 1977, 1982, 2003 гг., М.С.Якшин в 2002 г. Установлено 35 видов (19 новых) 25 родов (12 новых). Из них к прокариотамможно отнести 10 видов (по М.С. Якшину в 2002 г.). Среди органостенных микрофоссилий доминируют мелкие сферические образования (акритархи) с различным строением оболочек, принадлежащие в основном к фитопланктону. В меньшем количестве представлены нитчатые и колониальные коккоидные прокариоты. Отмечается резкое возрастание роли эукариот в водорослевых биоценозах венда, появление разнообразных сложных морфотипов - формы со спорангиями *(Koptchania, Tirbessia, Nochtuija)* и многочисленные крупные нити типа *Fistularia,* совершенно неизвестные в рифее. Известковые водоросли представлены Shanganella jacutica Kolosov, Sh. Seralachica Kolosov, Panomninella ornate Kolosov, P. copiosa Kolosov. В 42-44- х метрах от основания в тирбэсской свите залегает пласт (0.6-1.0 м) тёмно-серых, почти чёрных органогенных, крупнозернистых известняков. Он целиком сложен проблематичными органическими образованиями Camasia Walcott. В 6-8 м выше указанного пласта в разрезе свиты присутствует маломощный слой чёрного сланцеватого известняка. На поверхности тонких плит сохранились отпечатки водорослей, имеющих кустистую форму. Биота тирбэсской свиты свидетельствует о большом морфологическом разнообразии водорослевых форм мелководных матов вендского бассейна.

Тинновская свита (360-390 м) завершает разрез вендских отложений. В ней преобладают серые, темно-серые мелкозернистые, реже пелитоморфные известняки и их черные битуминозные разности. Менее распространены известняки с уплощенно-караваеобразными строматолитовыми биогермами. Известняки переслаиваются с доломитами и аргиллитами. В свите обнаружена разветвленная нитчатая

микрофоссилия. Она предположительно прикреплена к грунту ризоидом, рассматривается как представитель эдиакарских низших водных мицелиальных грибов. В тинновской свите на многих уровнях обнаружены известковые водоросли Shanganella jacutica Kolosov, реже встречены Proaulopora sp., Palaeomicrocystis minuta Kolosov, Floribundaphyton parvulum Kolosov.

Кембрий, нижний отдел. В Нохтуйском разрезе раннекембрийские преимущественно карбонатные отложения расчленяются на нохтуйскую, мачинскую, лимпейскую, олекминскую и чарскую свиты. Нохтуйская свита (300 м) представлена пачками переслаивания отличающихся друг от друга по составу, структурам, текстурам и цвету терригенных и карбонатных пород. В нижней 50-тиметровой части свиты по данным В.В. Хоментовского и других за 2004 г. присутствует фауна древнейшей в кембрии археоциатовой зоны sunnaginicus: *Spinulitheca billingsi, Turcutheca crasseocochlia, Torellella sp.* и др. С самого основания свиты появляются обломки крупных раковин, неизвестные в докембрии. Пачка серых и лилово-серых, зеленовато-серых мелкоплитчатых доломитов содержит мелкие водорослево-строматолитовые биогермы, расположенные по наслоению пород друг над другом. Встречаются редкие прослои карбонатных брекчий и строматолитовых известняков. Следы жизнедеятельности микроорганизмов представлены катаграфиями. Мачинская свита (250 м) представлена серыми, темно-серыми, или почти черными битуминозными, часто строматолитовыми известняками, которые попеременно сочетаются с пачками переслаивания желтовато-серых, палево-желтых доломитов, глинистых доломитов и аргиллитов. В куполовидных строматолитах (образцы под номерами К-1-I-17), присутствующих в нижней части мачинской свиты при помощи сканирующего электронного микроскопа JEOL JSM-6480 LV (Япония) установлено присутствие органических остатков сферической, реже нитевидной и пластинчатой формы. Встречаются разветвленные известковые водоросли. Наиболее интересны нитевидные, в прозрачных шлифах светлые образования длиной 35-50 мкм; при увеличении 1000 раз видно, что они состоят из нарастающих друг на друга мельчайших кустиков высотой 20-25 мкм, толщиной в средней части 5,7-6,2 мкм. В полированных аншлифах строматолитов при помощи того же микроскопа обнаружены разветвленные нити длиной 2,5-3,0 мм, толщиной: 135-140 мкм; в местах

разветвления 270 мкм. Они светлые, окружены тёмного цвета скрыто-зернистым карбонатным образованием. Лимпейская свита (450-460 м) отличается от выше- и нижележащих образований характерной ритмичностью и многократной повторяемостью известняков и доломитов, придающих внешнему облику толщи полосчатый вид. Известняки, нередко сложенные мелкими послойными строматолитами, сосредоточены в ее средней части. Присутствуют трилобиты, разрозненные кубки археоциат, указывающие на атдабанский возраст свиты. Олекминская свита (100 м), в основном, сложена известняками. Она содержит богатый и разнообразный комплекс трилобитов ленского надъяруса. Встречаются строматолиты и микрофитолиты. Чарская свита (видимая мощность 80 м) представлена в разрезе только своей нижней частью. Породы представлены серыми, темно-серыми карбонатными брекчиями. В чарской свите присутствуют трилобиты, встречаются строматолиты.

Таким образом, в Нохтуйском разрезе наблюдается как широкий спектр терригенных и карбонатных пород верхнего докембрия и кембрия, хемогенных и органогенно-осадочных с биогермами, биостромами, строматолитами и онколитами, являющимися следами жизнедеятельности цианобактерий и водорослей, так и остатки самих этих микроорганизмов и грибов.

Исследования выполнены при финансовой поддержке СВФУ им. М.К. Аммосова.

ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ЭВОЛЮЦИИ РАКОВИНЫ РАННЕЮРСКИХ ПРЕДСТАВИТЕЛЕЙ ПОДСЕМЕЙСТВА *HARPOCERATINAE* СИБИРИ

Кузнецова О.А.
Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,
olgam3177@mail.ru

Реконструкция системы подсемейства Harpoceratinae предполагает выявление основных признаков раковины, определение их таксономического значения и, как результат, выяснение основного направления эволюции этого подсемейства. В настоящем сообщении приведены результаты онтогенетического изучения формы раковины

сибирских харпоцератин, образующих филогенетическую линию, состоящую из родов Tiltoniceras, Eleganticeras, Harpoceras и Pseudolioceras.

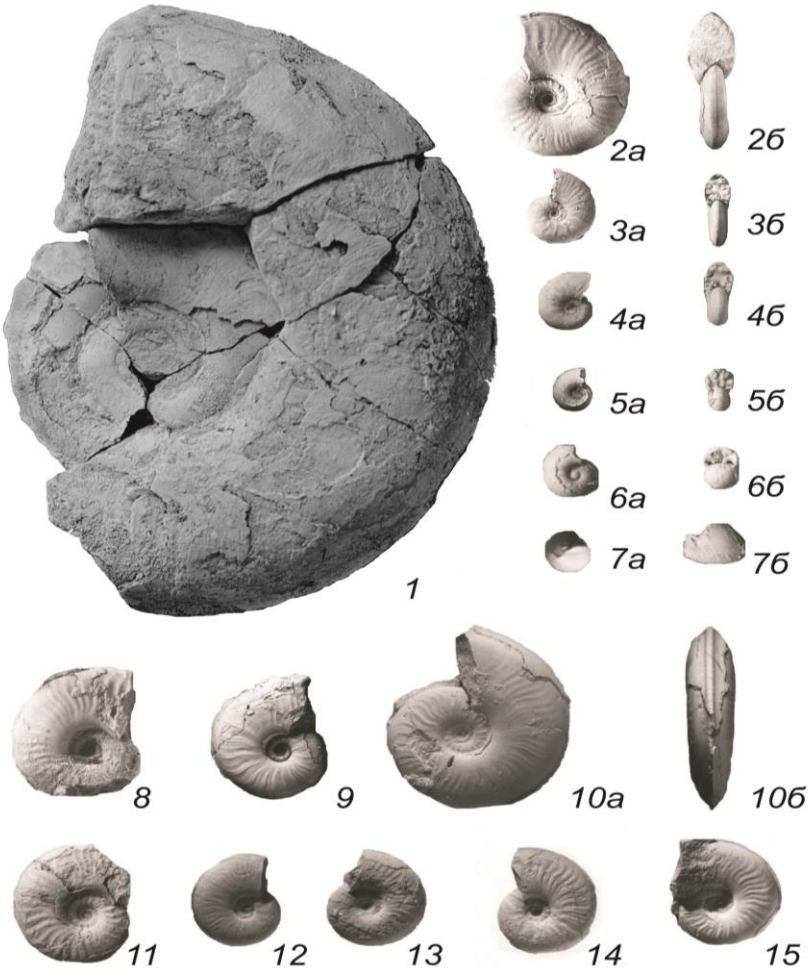
Наиболее древний представитель этого подсемейства - моновидовой род Tiltoniceras Buckman - характеризуется дискоконовыми раковинами от полуинволютных до инволютных. Боковые стороны от отчетливо выпуклых до заметно уплощенных. Вентральная сторона осложнена килем, высота и степень обособленности которого варьирует в широких пределах. Поперечное сечение оборотов овальное, вытянутое в высоту. Пупок мелкий, чашеобразный Пупковый перегиб округлый. Пупковая стенка слабо обособлена и является продолжением боковых сторон. Высота умбональной стенки контролируется степенью выпуклости спинных сторон. Переход спинных сторон в брюшную отчетливый, но не угловатый. Прикилевые площадки слабо выражены. (табл. I, фиг. 2а, 2б,3а, 3б, 4а, 4б, 5а, 5б, 6а, 6б, 7а, 7б). Сходный морфотип отмечается и у рода Eleganticeras, сменяющего Tiltoniceras. Род Eleganticeras отличается от рода Tiltoniceras строением пупковой стенки и характером пупкового перегиба. Для представителей рода Eleganticeras характерна четко обособленная, вертикальная, либо наклонная пупковая стенка, тогда как у рода Tiltoniceras она слабо обособлена и является естественным продолжением спинных сторон. Различный тип строения пупковой стенки у сравниваемых родов обусловил и разную степень выраженности пупкового перегиба. У рода Eleganticeras пупковый перегиб от округлого до резко угловатого, на жилой камере крупных экземпляров в виде невысокого гребня, тогда как у представителей рода Tiltoniceras он округлый. Весьма разнится и характер обособленности прикилевых площадок у сравниваемых родов. На раковинах рода Eleganticeras (табл. I, фиг. 8, 9) спинная сторона узкая с невысоким килем, обособленным на жилой камере четкими прикилевыми площадками, тогда как у Tiltoniceras они слабо выражены.

У рода Harpoceras отмечается дальнейшее усиление угловатости пупкового перегиба. Пупковые стенки высокие и отвесные на внешних оборотах и слегка наклонные и более низкие - на средних. Зона перехода спинных сторон в брюшную отчетливая. Наружная сторона относительно узкая, наклоненная в направлении боковых сторон, обособлена невысоким килем с отчетливыми прикилевыми площадками.

Филогенетическую линию сибирских харпоцератин продолжает и завершает род Pseudolioceras. Отнесение рода Pseudolioceras к единой филогенетической линии сибирских харпоцератин подтверждается сходным типом развития лопастной линии. Что касается морфологии

раковины, то здесь также усматривается морфологическая преемственность, проявляющаяся в дальнейшем увеличении степени обособленности пупкового перегиба (табл. I, 10а,10б).

Таблица 1



Пояснения к таблице 1. Фиг. 1 -15. Tiltoniceras antiquum (Wright): 1 - экз. № 185/29, вид с боковой стороны; Северо-Восток России, Омолонский массив, бассейны рек Левый Кедон, Астрономическая, обнажение 2, слой 5,

уровень 1.4 м от подошвы слоя; 2-7, экз. 185/1-1, вид со стороны: 2а – боковой, 2б – устья; 3а – боковой, 3б – устья; 4а – боковой, 4б – устья (Х4); 6а – боковой (Х10), 6б – устья (Х10); 7а – наружней (Х30), 7б – боковой (Х30); Северо-Восток России, Омолонский массив, бассейны рек Левый Кедон, Астрономическая, обнажение 2, слой 5, уровень 1м от подошвы слоя; 8 – экз. 185/38, вид с боковой стороны; Северо-Восток России, Омолонский массив, бассейн р. Левый Кедон, руч. Наледный, обнажение 4, слой 1, уровень 2.8 м от подошвы слоя; 9 – экз. 185/2, вид с боковой стороны; Северо-Восток России, Омолонский массив, бассейн р. Левый Кедон, руч. Наледный, обнажение 4, слой 1, уровень 4.2 м от подошвы слоя; 10 – экз. 185/39, вид со стороны: 10а – боковой, 10б –наружней. Северо-Восток России, Омолонский массив, бассейны рек Левый Кедон, Астрономическая, обнажение 2, слой 5, уровень 1.4 м от подошвы слоя; 11 – экз. 185/4, вид с боковой стороны; Северо-Восток России, Омолонский массив, бассейны рек Левый Кедон, Астрономическая, обнажение 2, слой 5, уровень 1.0 м от подошвы слоя; 12 – 15, Северо-Восток России, Омолонский массив, бассейн р. Левый Кедон, руч. Наледный, обнажение 4, слой 1, уровень 2.8 м от подошвы слоя, вид с боковой стороны; 12 – экз. 185/47; 13 – экз. 185/49; 14 – экз. 185/32; 15 – экз. 99/50; нижний тоар, зона Dactylioceras tenuicostatum, филозона Tiltoniceras antiquum.

Литература:

1. Дагис А. А. Тоарские аммониты (Hildoceratidae) Севера Сибири // Новосибирск: Наука, 1974, а, С. 107.

2. Зональная стратиграфия фанерозоя СССР. // М.: Недра, 1991. С. 159.

ГРАНИТНЫЕ ПРОТРУЗИИ И ИХ УГЛЕВОДОРОДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ

Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В.

Геологический институт РАН, г. Москва, mgleonov@yandex.ru

Суть парадигм, на которых строится политика современного развития углеводородной сырьевой базы, заключена в трех основных положениях: (а) источником углеводородного сырья являются некие нефтематеринские осадочные толщи; (б) углеводородное сырье расположено в пределах литологических или структурных ловушек, приуроченных к чехольным комплексам; (в) основные запасы углеводородного сырья заключены в

осадочных породах чехольных комплексов. Правомерность этих предпосылок подтверждена практикой нефтегазовой геологии.

Однако при таком подходе гораздо меньше внимания уделяется изучению механизмов формирования ловушек УВ в пределах фундамента, хотя наличие скоплений (или проявлений) углеводородов в кристаллических породах фундамента не вызывает сомнений, и проблеме нахождения углеводородов в них посвящено множество публикаций. При этом около 40% запасов УВ, содержащихся в консолидированной коре, приуроченок гранитным массивам [1, 4] (рис. 1).

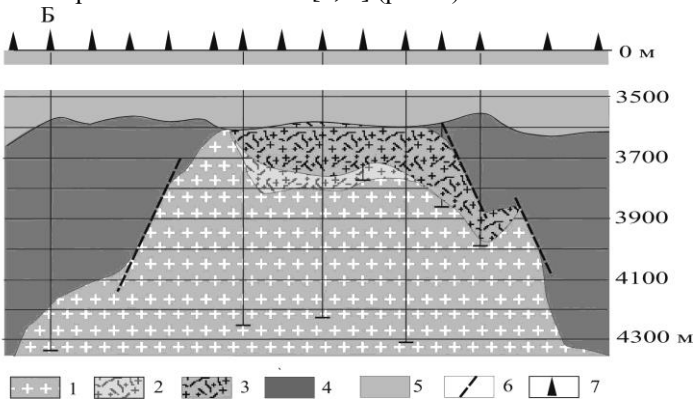


Рис. 1. Гранитный купол на площади Оймаша [3]. 1 – граниты; 2 – разуплотненные и трещиноватые граниты; 3 –интенсивно дезинтегрированные граниты, содержащие нефть; 4 – метаморфические породы (Pz?); 5 – осадочный чехол (J–N); 6 – разломы; 7 –скважины.

Сравнительный анализ разведенных месторождений УВ, расположенных на глубине, и гранитных массивов, эксгумированных на дневную поверхность, позволил установить [2], что залежи УВ приуроченык положительным морфоструктурам фундамента (куполам и валообразным поднятиям), которые сложены кристаллическими породами (чаще всего – гранитами), претерпевшими структурную переработку (дезинтеграцию, катаклаз, перекристаллизацию).

Дезинтеграция гранитных массивов носит объемный характер и связана главным образом с реализацией постумных тектонических процессов. Главным кинематическим фактором изменения положения гранитов в пространстве является объемное тектоническое течение горных масс (реидная деформация), выраженное в квазипластичесой и катакластической

формах. Реализация объемного течения приводит к подъему гранитных тел и формированию купольных структур и тел протыкания (кристаллических протрузий) (рис. 2) и увеличивает поровую проницаемость пород и формирование пустотности.

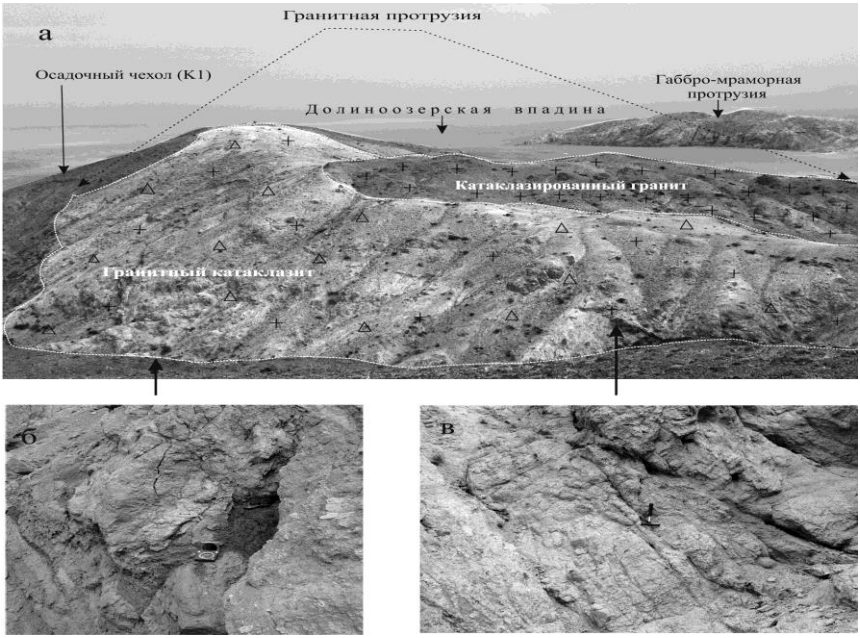


Рис. 2. Гранитная протрузия «Танын»: а – общий вид; б – зеркала скольжения в зоне протрузивного контакта; в – гранитный катаклазит.

Протрузивный механизм стимулирует выдвижение гранитов в верхние горизонты и внедрение в отложения осадочного чехла. Кристаллические протрузии по своей форме, структуре и механизму образования особенно благоприятны для формирования потенциальных (и реальных!) резервуаров-ловушек для углеводородного сырья.

Выявленные закономерности позволяют предложить модель формирования геоструктур, являющихся реальными или потенциальными вместилищами залежей углеводородов в теле кристаллического цоколя (рис. 3), которая согласуется с данными нефтяной геологии (например, [1]).

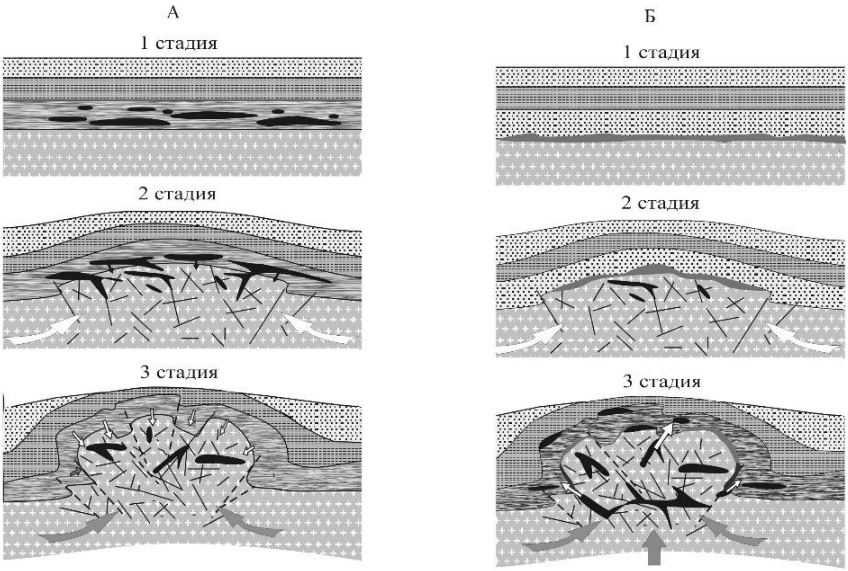


Рис. 3. Модели формирования залежей УВ в теле гранитных протрузий.

А. При поступлении УВ из осадочного чехла. 1 стадия – формирование плитного чехла с горизонтами нефтематеринских пород. 2 стадия – начало роста ГП, первичное перераспределение УВ. 3 стадия – оформление КП, образование залежи УВ.

Б. При поступлении УВ из фундамента. 1 стадия – формирование коры выветривания и плитного чехла. 2 стадия – начало роста КП, поступление УВ из фундамента. 3 стадия – оформление протрузии, формирование интрагранитных скоплений УВ, проникновение УВ флюидов в чехольные отложения и формирование псевдо-нефтематеринской толщи.

Суть модели состоит в следующем. В фундаменте возникают положительные морфоструктуры (купола, протрузии), ядра которых выполнены дезинтегрированными кристаллическими породами, а обрамление – осадочными отложениями чехла. Породы фундамента, становясь с ростом поднятия все пористыми и проницаемыми, являются областями перепада давления, декомпрессии и всасывания. Отложения чехла, облекающие свод, напротив, находятся в условиях сжатия и повышенного флюидного давления из-за действия встречных сил гравитации и напора растущего купола. В результате тектоно-кессонного эффекта происходит «переток» углеводородов из осадочных толщ в разуплотненные породы фундамента, где и образуются залежи. Этот

механизм особенно свойственен гранитам, поскольку они легко подвергаются структурной переработке при формирования кристаллических диапиров и протрузий.

Полученные данные позволяют прогнозировать наличие скоплений углеводородов в гранитах фундамента шельфа Восточно-Сибирского моря и прилегающего побережья Сибирской платформы.

Работа выполнена при финансовой поддержке Гранта № 16-05-00357 Российского фонда фундаментальных исследований (изучение интрабассейновых поднятий фундамента) и Программы Президиума РАН 0135-2018-0046 (анализ протрузивного процесса в гранитах).

Литература:

1. Гаврилов В.П. Нефтегазоносность гранитов // Геология нефти и газа, 2000. № 6. С. 44–49.

2. Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры. М.: ГЕОС, 2008. 456 с.

3. Попков В.И., Серебряков А.О. Гетрадиционные нефтегазоносные объекты. Изд. Дом «Астраханский университет», 2009. 182 с.

4. Шнип О.А. Методика поисков скоплений нефти и газа в фундаменте // Актуальные проблемы геологии нефти и газа / Ред. В.П.Гаврилов. М.: ФГУП Изд-во «Нефть и газ, 2005. С. 187–195.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД ЭЛЬГИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ УГЛЕЙ

Малинин Ю.А.

ООО «Эльгауголь», РС(Я) г. Нерюнгри, alkor.05@mail.ru

Одним из важнейших аспектов при проектировании и планировании отработки месторождений является их детальное изучение. Геологическая информация, получаемая в процессе геологической разведки, дает представления об условиях залегания полезного ископаемого, обводненности вскрышных пород, их крепости, трещиноватости и других свойствах.

В данной статье мною рассмотрены геологические особенности залегания вмещающих пород крупнейшего в мире Эльгинского каменноугольное месторождения. Данное месторождение располагается в центральной части Токинского района, к западу от озера Б.Токо, вблизи границ Амурской области и Хабаровского края, запасы которого

составляют около 2,2 млрд тонн. Угольные пласты пологие, мощностью до 15 метров, с перекрывающими отложениями небольшой мощности. [6]

Важное значение в процессе подготовки первоочередного (Северо-западного) участка, Эльгинского каменноугольного месторождения к промышленному освоению открытым способом приобретает его геолого-технологическая оценка, включающая изучение широкого комплекса физико-механических свойств вскрышных пород и угля, необходимых для обеспечения технологии ведения горных работ, выбора основного горнотранспортного оборудования и режимов его работы. Эта оценка предполагает исследование целого ряда геологических факторов, формирующих плотностные, прочностные и другие свойства, характеризующие разрабатываемость горных пород и позволяющие на этой основе обеспечить выделение и прогнозирование распространения устойчивых в стратиграфическом разрезе и на площади геолого-технологических пачек (горизонтов).

Целый ряд природных факторов определяет горно-геологические условия эксплуатации месторождения. К ним относятся: геоморфологические особенности площади участка; структурно-тектонические условия залегания угленосных отложений; мощность и строение угольных пластов, выдержанность их морфологии, положение угольных пластов в стратиграфическом разрезе угленосной толщи и глубина их залегания; степень сложности геокриологических и гидрогеологических условий; физико-механические свойства (ФМС) пород угленосной толщи. [2]

Рассматривая первоочередной участок отработки (Северо-Западный) Эльгинского месторождения, можно сказать, что породы по инженерно-геологическим характеристикам относят к нескольким генетическим видам. К первому видуотносят рыхлые четвертичные формирования, к второму виду относят породы коренного типа.

Следует отметить, что на Эльгинском месторождении четвертичные отложения характеризуется многолетней мерзлотой. Из четвертичных образований фактическую значимость при анализе инженерной и геологической обстановки предоставляют ледниковые отложения, характеризующиеся обнуленным сцеплением, угол внутреннего трения для них равен 23,2 гр. Мощность ледниковых отложений вдоль природных водных потоков по периферии месторождения колеблется от 5 до 35 м, в юго-западной части она достигает 50–90м. При их сезонной оттайке,

которая составляет 1,5–2м, будет иметь место локальное сползание бортов карьера. [5]

Коренные породы разреза представлены переслаивающимися крупно-, средне-, мелкозернистыми песчаниками с редкими прослоями алевролитов, которые зачастую приурочены к кровле и почве угольных пластов. Мощность прослоек алевролитов и их масштаб существенно повышается в разрезе нерюнгриканской свиты, в особенности ниже пласта Н15. Гравелиты в разрезе принимаются в форме линз и тончайших прослоек и предполагают лимитированное распределение. Прослойки туфопесчаников в разрезе отложений предполагают подчинительное положение, и при оценке стабильности пород в откосах бортов карьера они относятся к соответственным литотипам по гранулометрическому фактору. Объемный вес коренных пород изменяется от 2,56 до 2,64 г/см3 Коэффициент крепости по шкале проф. М.М. Протодъяконова (f) коренных пород вскрыши изменяется от 6 до 8 (среднее значение – 7), для угольных пластов f = 1-3 [2].

По трудности экскавации четвертичные отложения относятся ко II категории, коренные породы вскрыши – к IV категории, угольные пласты – к III категории [4].

Полный разрез свиты на Эльгинском месторождении вскрыт рядом скважин, на котором мощность ее определяется в 200-250м. При этом в основании свиты залегает пачка крупно-и среднезернистых песчаников мощностью 50-70м с маломощными прослоями и линзами мелковалунных конгломератов и гравелитов. К средней части свиты приурочено 11 пластов и пропластков угля мощностью от 0,2 до 1.1м. Данная часть свиты имеет мощность 65-90м и сложена серыми и темно-серыми песчаниками. Верхняя часть свиты имеет мощность порядка 90м и сложена переслаивающимися пачками крупно- и среднезернистых песчаников серого цвета, к которым приурочены угольные пласты [5]. Песчаники свиты по вещественному составу являются кварцполевошпатовыми с содержанием кварца 30-45%, полевых шпатов 40-60%, обломков эффузивных пород до 5-10%, биотита до 5%. Окатанность и сортировка обломочного материала плохая. [1]

Оценка показателей установления физических и механических характеристик пород даетвозможность относить коренные углевмещающие породы к второй группе средней прочности (полускальных) горных пород.

На Эльгинском месторождении обнаружено четыре крупно-амплитудных отклонения: около трех сбросов и один надвиг. Структура последующей отработки месторождения создана с учетом данных

отклонений, в результате этого, их воздействие на стабильность рабочего борта карьера будет сведена к минимуму.

Не маловажным фактором при разработке месторождения является трещиноватость углей и вскрышных пород. Исследование эффективности трещиноватости углевмещающих пород осуществлялась на всех этапах разведки Эльгинского месторождения, в каждой геологоразведочной выработке. Помимо этого, была осуществлена непосредственная инженерно-геологическая документация пород и углей по геологоразведочным скважинам и оценен уровень трещиноватости пород на базе исследования полевой документации горных выработок [3]

На месторождении обнаружено несколько типов трещин: трещины напластования, соответствующие слоистости (субгоризонтальные), наполненные органическими и глинистыми соединениями и тектонические трещины субвертикальной направленности, наполненные соединениями гидроокислами железа и карбонатными минералами. Если рассматривать раздробленность пород, то наличие столбов керна, вытягиваемого при бурении скважин на 1 пог. м повышается в зависимости от близости к областям тектонических отклонений.

Актуальность планомерного и комплексного узучения вмещающих пород местрождения очевидна не только с точки зрения рационального и эффективного способа разработки месторождения, но и со стороны повышения результативности буровзрывной подготовки. Карта изменцивости физико-механических свойств пород, крепости, трещиноватости и др., составленная по результатам геологического изучения вмещающих пород месторождения позволит планировать проведение вскрышных работ с меньшими затратами, тем самым повысив экономический эффект и снизив себестоимость добычи углей.

Литература:

1. Гриб Н.Н., Самохин А.В. Физико-механические свойства углевмещающих пород Южно-Якутскогобассейна. Новосибирск: Наука. Сиб. предприятие РАН, 1999. - 240 с.

2. Малинин Ю.А. Геологические особенности разработки первой очереди Эльгинского месторождения: Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXVII Всероссийской молодежной конференции с участием исследователей из других стран (Иркутск, 22–28 мая 2017 г.). – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2017. – 294 с. (142-143 с)

3. Скоморошко Ю.Н., Гриб Н.Н., Кузнецов П.Ю. / Типизация углевмещающих пород Эльгинского месторождения по комплексному параметру устойчивости // Успехи современного естествознания. – 2017. - №6. – С.90-95

4. Самохин А.В., Черников А.Г., Методологические основы системного исследования массива горных пород. - Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2000. – 104 с

5. Поляков Н.П., Павлик М.И., Гриб Н.Н. и др. «Отчет о результатах детальной разведки Северо Западного участка Эльгинского каменноугольного месторождения в Токинском угленосном районе Южно – Якутского бассейна за 1991 – 1996 гг.» в трех томах. Фонды ГГГП "Южякутгеология", 1996.

6. Эльгинский угольный комплекс http://www.mechel.ru/sector/mining/elga

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ ИЛИ ПЛАСТИНУ ВСКРЫВАЮТ СКВАЖИНЫ НА ТАЛАКАНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ. НОВЫЕ АРГУМЕНТЫ

Марсанова М.Р., Берзин А.Г.

Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск, marigotov@mail.ru, a_berzin@mail.ru

Проведенные ранее исследования в развитие гипотезы Б.А. Соколова [4] о существовании в основании Непско-Пеледуйского свода аллохтонной кристаллической пластины косвенно подтверждают её с некоторыми отличиями. Отличия касаются генезиса кристаллической пластины, связанного с характером ее залегания и параметрами. При этом, генезис пластины авторами тесно увязывается с предполагаемой эволюцией палеорифта [3].

Вместе с тем, для обоснования постановки целевого бурения, актуальными остаются новые геологические аргументы, подтверждающие или опровергающие гипотезу, и в первую очередь, снимающие вопросы к реальности существования аллохтонной пластины и ее параметрам.

Один из таких аргументов может быть построен на выявлении поверхности регионального размыва между отложениями рифея и венда, и установления ее положения в разрезе для случая консолидированного фундамента и аллохтонной пластины. Такую возможность построения предоставляет скв. №804 на Талаканской площади, которая вскрыла геологический разрез ниже кровли кристаллического фундамента,

зафиксированного на соседних скважинах, прошла по нему порядка 660 м и остановлена предположительно в породах рифея (R2?).

Глубокая скв. №804 является единственной среди скважин, пробуренных на фундамент на Талаканском и соседнем Верхне-Чонском газонефтеконденсатных месторождениях, которая фундамент не вскрыла. Принято считать, что скважина попала в одну из грабенообразных структур фундамента, где сохранились рифейские образования, поскольку Непско-Ботуобинская антеклиза в рифейское время представляла собой крупнейшую область денудации.

Альтернативная точка зрения, вытекающая из проведенных в развитие гипотезы Б.А. Соколова исследований, состоит в том, что скважина попала в эрозионное “окно”, образовавшееся в процессе денудации аллохтонного блока до состояния пенепленизированной кристаллической пластины [3].

Важность установления поверхности регионального размыва в скв. №804 как границы между рифеем и вендом состоит в том, что по мнению некоторых стратиграфов определение возраста некоторых свит низов венда во внутренних районах Сибирской платформы вопрос далеко неоднозначный [5].

Многими исследователями отмечается, что перед началом ранневендского формирования осадков на Сибирской платформе имел место повсеместный перерыв в осадконакоплении, сопровождавшийся размывом толщ нижнего венда и позднего рифея [1].

По авторской программе “RITM” (Берзин С.А. [2]), предназначенной для изучения ритмики осадконакопления и качества карбонатных коллекторов, построена спектрально глубинная развертка (СГР) данных акустического каротажа скв. №804 по параметру “R”. СГР позволила уточнить особенности вендского мегацикла и установить положение региональной границы размыва между вендом и рифеем на отметке -1510 м по признаку начала мегацикла (замыкания окон анализа), наличия интервалов размытой цикличности в основании мегацикла и глубже его залегания.

Положение этой границы в разрезе скв. 804, в сопоставлении с положением кровли кристаллического фундамента (денудированной пластины) на соседних скважинах Талаканского и Верхне-Чонского месторождений, вынесено на участок профиля “Батолит-1” (рис. 1).

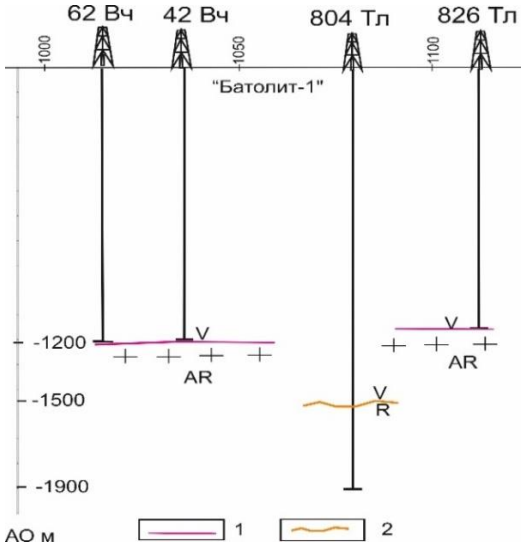


Рис. 1. Схема положений абсолютных отметок границы размыва в скв. №804 и кровли кристаллического фундамента в соседних скважинах Талаканского и Верхне-Чонского месторождений на участке профиля "Батолит-1".

1–граница архейского фундамента и отложений венда.

2–региональная граница размыва рифей-венд. На этой геометрии положений сравнивались модели осадконакопления на участке расположения скв. №804 для случаев: грабен в консолидированном фундаменте и эрозионное "окно" в кристаллической пластине (размытом и пенепленизированном до этого состояния аллохтонном гранитно-гнейсовом блоке верхней части земной коры).

В случае грабена в кристаллическом фундаменте стадии осадконакопления и появление в разрезе региональной границы размыва рифей-венд выглядят следующим образом (рис. 2.1). Осадконакопление толщи пород рифейского возраста (рис. 2.1-а). Позднерифейский и ранневендский размыв отложений и образование поверхности раздела рифей-венд на уровне плеч грабена, поскольку в надфундаментном разрезе НПС рифейские образования отсутствуют (рис. 2.1-б). В случае эрозионного "окна" в кристаллической пластине аналогичные стадии выглядят следующим образом (рис. 2.II). Надвинутый в предвендское (ранневендское?) время на эрозионную поверхность рифейских отложений гранитно-гнейсовый блок земной коры с аналогичными породами

рифейского возраста (рис. 2.I-а). Размыв гранитно-гнейсового блока до кристаллической пластины, при критическом значении толщины которой, пластина испытывает коробление в некоторых участках под влиянием действующих танген циальных напряжений. В разрезе это выглядит как изгиб пластины, который отрывает ее от поверхности автохтона (рис. 2.II-а). Продолжающийся размыв вскрывает эрозионное “окно”, а последующий процесс осадконакопления вендских отложений образует границу раздела венд-рифей на размытой поверхности рифейских образований внутри эрозионного “окна” (рис. 2.II-в).

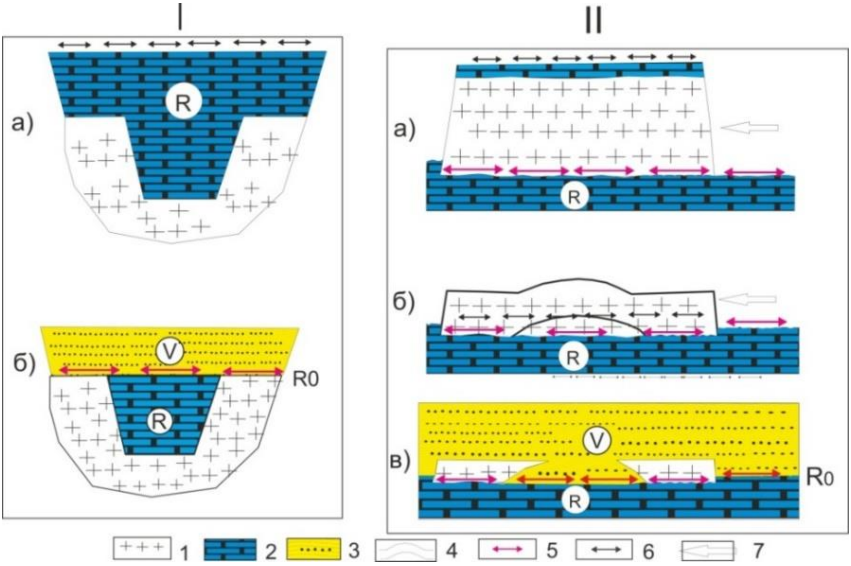


Рис. 2. Модели осадконакопления.

I – в случае грабена в консолидированном кристаллическом фундаменте: а – заполнение грабена и надфундаментного пространства рифейскими образованиями; б – размыв рифейских отложений до уровня плеч грабена и накопление отложений венда; II – в случае эрозионного окна в кристаллической пластине:

а – аллохтонный гранитно-гнейсовый блок земной коры на размытой автохтонной поверхности рифейских отложений; б- размыв блока до состояния кристаллической пластины, испытывающей деформацию в форме поперечного изгиба; в - вскрытие эрозионного окна при последующем размыве и формирование вендских отложений на размытой поверхности рифейских пород.

1 – кристаллическое основание (архейский фундамент или денудированная пластина); 2 – породы рифея; 3 – породы венда; 4 – поперечная деформация кристаллической пластины; 5 – региональная граница раздела рифея и венда на размытой поверхности рифейских образований внутри эрозионного “окна”; 6 – уровни размыва; 7 – направление сжатия.

Выводы: 1. Образование региональной границы размыва между отложениями рифея и венда ниже уровня кристаллических пород может иметь место только в случае эрозионного “окна” в кристаллической пластине, что является аргументом реального ее существования в основании Непско-Пеледуйского свода.

2. Проведенные исследования позволяют:

- оценить толщину пластины в районе скв. №804, составляющую 330 м, как разность абсолютной отметки поверхности размыва в скважине и среднего из абсолютных отметок кровли кристаллической пластины в соседних скважинах (рис. 1);

- утверждать о реальности “подфундаментных” отражений на временном разрезе МОГТ по геотраверсу Батолит-1 на участке профиля через Непско-Пеледуйский свод.

Литература:

1. Ануприенко А.С., Бакин В.Е., Воробьев В.И. Непско-Ботуобинская антеклиза-новая перспективная область добычи нефти и газа на Востоке СССР Новосирск, Наука 1986

2. Берзин С.А. Спектрально-глубинные развертки данных каротажа скважин в решении задач нефтяной геологии В сб. XIX Губкинские чтения. Москва, РГУНиГ им Губкина, 2011. С.

3. Берзин А.Г., Туги Э.Р., Ситников В.С., Берзин С.А. Подфундаментная нефть в условиях Непско-Пеледуйского свода Непско-Ботуобинской антеклизы //Разведка и охрана недр, №12. М. 2013. - С.27-33

4. Соколов Б.А. Новые идеи в геологии нефти и газа (избранные труды).– М.: МГУ.– 2001 .–С. 233-310

5. Шемин Г.Г. Геология и перспективы нефтегазоносности венда и нижнего кембрия центральных районов Сибирской платформы (Непко-Ботуобинская, Байкитская антеклизы и Катангская седловина), Монография. Новосибирск. Из-во РАН, 2007.–С.8-9

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ, ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ВОЗРАСТ НЯТЫГРАНСКОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА (БУРЕИНСКИЙ МАССИВ)

Нигай Е.В., Амелин С.А., Гурьянов В.А.
1 – Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск,
nigayitig@gmail.com
2 – АО «Дальгеофизика», г. Хабаровск
3 – Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск,
guryanov_v@mail.ru

Нятыгранский интрузивный комплекс, перспективный на Be, Sc и ряд других полезных ископаемых, представлен мелкими массивами гранитоидов и габброидных интрузий в бассейнах рек Чепкан, Няротма, Ушканда, Талибджан, Верх. Мельгин (притоков р. Бурея). Выделен в 1982 г. Ю.П. Змиевским [2]. Выделяют три фазы, соответствующие его габбро-габбродиоритовой, гранодиорит-гранитовой и гранитовой составляющим (рис. 1-а).

Из представленных диаграмм видно, что габброиды (габбро и габбродиориты) по сумме щелочей являются субщелочными и близки к субщелочным монцогаббро и монцодиоритам (рис.1-а).

По содержанию K_2O они относятся в основном к высококалиевым породам известково-щелочной серии (рис.1-б) с низким агпаитовым индексом 0,11-0,33 (рис. 1-в).

Гранодиорит-гранитовая и гранитовая составляющие комплекса по содержанию K_2O относятся к высококалиевой известково-щелочной серии (рис. 1-б) с агпаитовым индексом 0,45-0,75 (рис. 1-в), а по сумме щелочей натрия и калия (Na_2O+K_2O) - к нормальным (гранодиориты) и субщелочным (граниты).

Одна проба кварцевого монцонита с высоким содержанием K_2O (7,3 %) попадает в область шошонитовой серии ультракалиевых пород (рис. 1-б).

Гнейсовидные габбродиориты и габбро слагают небольшие тела линзовидной формы в бассейнах рек Няротма, Ушканда, Талибджан, в устье р. Верх. Мельгин. Габброиды характеризуются высоким содержанием глинозема с содержанием Al_2O_3 14-19 % и повышенной щёлочностью с преобладанием Na_2O над K_2O. Габбродиориты - серые и темно-серые среднезернистые гнейсовидные, гнейсовидно-полосчатые породы,

сложенныеандезином, андезин-лабрадором (60–70 %), роговой обманкой (10–15 %), КПШ (до 5 %), кварцем (5–15 %), биотитом (15–20 %).

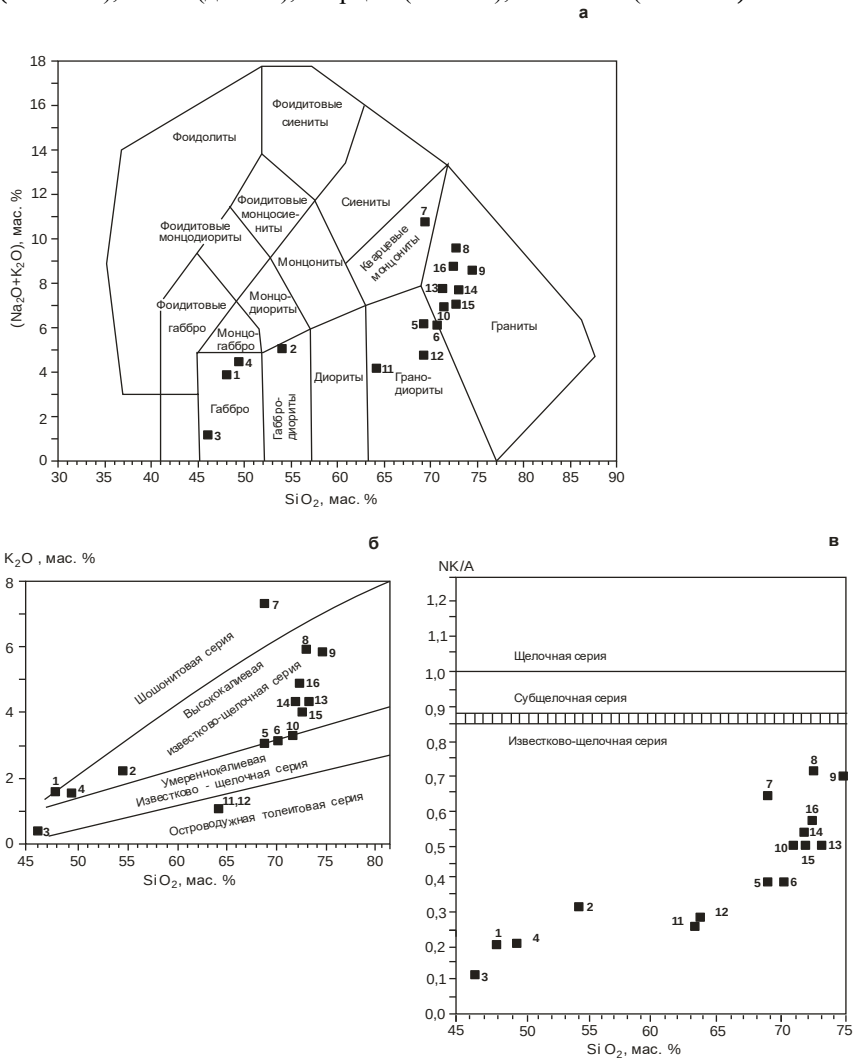


Рис. 1. Классификационные диаграммы для нятыгранского интрузивного комплекса:

а – в координатах SiO_2 - Na_2O+K_2O; **б** – по содержанию K_2O; **в** – агпаитовый индекс (NK/A) – SiO_2.

Акцессории: апатит, сфен, монацит, магнетит, циркон. Вторичные минералы - хлорит, серицит, альбит, эпидот. Структура габбродиоритов бластомилонитовая, лепидогранобластовая, катакластическая, с элементами очковой и свилеватой (т. е. волокнистой) текстур. Габбротёмно-серые, до черного, с зеленоватым оттенком. Характерно сочетание полосчато-сланцеватых и массивных текстур. Сложены андезин-лабрадором (25–55 %), роговой обманкой (30-70 %), биотитом и кварцем (0-5 %). Акцессории – апатит, сфен, магнетит; вторичные – хлорит, актинолит.

Габбродиориты и габбро характеризуются повышенными содержаниями Be. Отмечается дефицит Mn, Ni, Co, Ti. Содержания других микроэлементов близки к кларковым.

Гранодиоритами и гранитами нятыгранского комплекса сложен небольшой массив в бассейне р. Талибджан. Гнейсовидные мелкозернистые гранодиориты с биотитом, роговой обманкой и пироксеном к центральным частям массива теряют черты гнейсовидности, приобретают более светлую окраску, становятся более крупнозернистыми. Для гнейсовидных разностей характерно чередование темных и светлых полос шириной от 0,5 см до 10,0 см. Аналогичную форму и строение имеют интрузивы, вскрывающиеся в устье р. Верх. Мельгин и в верховье р. Ушканда.

Гранодиориты - светло-серые и серые, с гнейсовидной полосчатой текстурой. Они катаклазированные, сланцеватые, порфирокластические, линзовидно-очковые, с характерным сочетанием катакластической, зернистой гранитовой и лепидогранобластовой структурами. Отмечаются переходы от гранодиоритов к гранитам и наоборот. Состоят из КПШ - 10–40 %, плагиоклаза - 20–45 %, кварца - 15–40 %, биотита - до 5–25 %, роговой обманки - до 10 %. Акцессорные минералы составляют гранат, пироксен, апатит, циркон, монацит, магнетит. В зонах рассланцевания и гидротермального изменения пород встречаются хлорит, серицит, эпидот, альбит, актинолит. Гранодиориты - высокоглиноземистые натриевые породы (Na_2O:K_2O = 3:1). Для гранодиоритов характерны повышенные содержания Sc (КК 3-10), содержания других элементов близки к кларковым.

Граниты биотитовые и дайки гранит-порфиров (Чепкан-Алагирский, Томь-Сербакский и Талибджанский массивы) - это однообразные по составу, текстуре и окраске гнейсовидные светло-серые с буроватым оттенком и тёмно-серые, среднезернистые, реже мелкозернистые, гнейсовидно-сланцеватые породы, часто пятнистые - за счет белых

прямоугольных зёрен плагиоклаза. Петрографический состав: кварц 20–40 %, микроклин 10–25 %, олигоклаз, олигоклаз-андезин 30–50 %, микроклин-микропертит - до 10 %, биотит - до 5–15 %, редко –темно-зелёная с синим оттенком роговая обманка. Акцессорные минералы - апатит, циркон, сфен, монацит, титаномагнетит. Вторичные минералы - серицит, хлорит, альбит, цоизит-эпидот. Установлен дефицит V, Mn, Cr, Sr (их КК <0,4).

Интрузии нятыгранского комплекса прорывают метаморфические сланцы рудоносной нятыгранской свиты. Наиболее древние значения возраста для цирконов из гранитов комплекса составляют 806,8±6,6 млн лет [1]. Возраст цирконов из значительной части образцов нятыгранского комплекса в 504±5 млн лет объясняется, скорее всего, их омоложением под воздействием магматических процессов в позднем кембрии – раннем ордовике. Возраст пород метагаббро и амфибол-биотитовых гнейсогранитов нятыгранского комплекса бассейна р. Бурея определен в интервале 940-933 млн лет [4]. Для цирконов из лейкогранитов и гастингсит-лепидомелановых гранитов бассейна р. Чепкан получены U-Pb датировки возраста в 804-789 млн лет [4]. Разница между двумя определениями - свыше 136 млн лет, что позволило А.А. Сорокину и его соавторам выделить два этапа неопротерозойского магматизма [4]. В связи с новыми данными возраст нятыгранского интрузивного комплекса предложено считать позднерифейским [1]. На картах миллионного масштаба третьего поколения его возраст представлен как раннепротерозойский [3].

Работа выполнена в рамках гос. задания НИР ИТиГ ДВО РАН.

Литература:

1. Арапов В.Н., Амелин С.А. и др. Отчет о результатах работ по объекту «ГДП-200 территории листа М-52-XII (Мельгинская площадь)». Хабаровск. АО «Дальгеофизика». ТФГИ по Хабаровскому краю. 2017.

2. Змиевский Ю.П. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов р. Верх. Мельгин и р. Талая. Отчет Мельгинской партии по специализированной групповой геологической съемке и геологическому доизучению масштаба 1:50000 за 1977–1980 гг. Хабаровск. ГСЭ ДВТГУ. 1982.

3. Петрук Н.Н., Волкова Ю.Р. и др.Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист М-52 – Благовещенск. Объяснительная записка. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ. 2012. 496 с.+10 вкл.

4. Сорокин А.А., Овчинников Р.О., Кудряшов Н.М., Котов А.Б., Ковач В.П. Два этапа неопротерозойского магматизма в истории формирования Буреинского континентального массива Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 10. С. 1479-1499.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ОТРАЖЕНИЯ ПЕРЕХОДНОГО ПРОЦЕССА ОТ ПЛАСТА КОМПЛЕКСНОЙ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ

Ним Ю.А., Попков П.А.
1 – Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск
2 – ОАО «Алмазы Анабара», г. Якутск

При поисково-картировочных исследованиях в криолитозоне одним из наиболее эффективных методов электроразведки – зондированием методом переходных процессов (ЗМПП) нередко наблюдаются не интерпретируемые значения ЭДС – не соответствующие теоретическим основам технологии метода, направленную на индикацию хорошо электропроводных объектов [1, 2], но в переменных электромагнитных полях мерзлые породы проявляют одновременно свойства как электропроводников, так и диэлектриков, а их электрические свойства описываются электропроводностью (γ) и диэлектрической проницаемостью (ε). [4] Такими же комплексными электромагнитными свойствами характеризуются подводные, особенно субмаринные территории [2], с которыми связаны перспективы прироста минерально-сырьевых ресурсов. Кроме того, исследование мерзлых пород, обладающих высоким электросопротивлением из-за технических особенностей различных методов электрозондирования целесообразно комплексированием ЗМПП с георадиолокацией (РЛЗ), позволяющее оценивать верхнюю (льдистую) и нижнюю (глинистую) часть исследуемого разреза [3].

В соответствии с изложенным для расширения теоретической базы «мерзлотной» и морской электроразведки рассмотрим отражательный характер импульсного поля от пласта комплексной электропроводности, который аппроксимируем плоскостью К, обладающий комплексными электрическими свойствами (здесь $K = S + i\omega Д$, $S = \lim\gamma l$ при $\gamma\to\infty$, $l\to 0$, Д

= limεl при ε→∞, l→0, S и Д – соответственно, продольная электропроводность и диэлектрическая проницаемости пластов, имеют конечные значения; l – мощность пласта, ω – частота возбуждения электромагнитного поля; i – мнимая единица) [3].

Решая целевую электродинамическую задачу спектральным методом Фурье, представим аналитическую модель в системе цилиндрических координат (x, φ, z) в наиболее представительном и изучаемом виде:

$$E_{\varphi}(t) = \frac{M}{\pi S}\int_0^{\infty} e^{-\alpha m}\, e^{-at} m^2 \left(1 - \frac{8mД}{\mu S_2}\right)^{-\frac{1}{2}} ShbtJ_1(mr)dm, \qquad (1)$$

где α = 2h+z, a = $\frac{S}{2Д}$; $b = a\,(1 - \frac{8mД}{\mu S^2})$; M – момент вертикального магнитного диполя, m – переменная разделения; t – время наблюдения; $J_1(mr)$ – функция Бесселя первого порядка.

С точностью до второго порядка малости переменной «m», поле переходного процесса комплексного пласта представляется в элементарных функциях, очень удобном для анализа.

$$E_{\varphi}(t) \approx -\frac{3Mr}{2\pi S}\left\{\frac{\alpha+\frac{2t}{\mu S}}{\left[\left(\alpha+\frac{2t}{\mu S}\right)^2+r^2\right]^{\frac{5}{2}}} - e^{-2at}\frac{\alpha-\frac{2t}{\mu S}}{\left[\left(\alpha-\frac{2t}{\mu S}\right)^2+r^2\right]^{\frac{5}{2}}}\right\} -$$

$$-\frac{2MДr}{\mu\pi S^3}\left\{\frac{5-\left[\left(\alpha+\frac{2t}{\mu S}\right)^2+r^2\right]}{\left[\left(\alpha+\frac{2t}{\mu S}\right)^2+r^2\right]^{\frac{7}{2}}} - -e^{-rot}\frac{5-\left[\left(\alpha-\frac{2t}{\mu S}\right)^2+r^2\right]}{\left[\left(\alpha-\frac{2t}{\mu S}\right)^2+r^2\right]^{7/2}}\right\} \qquad (2)$$

где $V = \alpha + \frac{2t}{\mu S}$, $V_1 = \alpha - \frac{2t}{\mu S}$.

Здесь первое слагаемое точно описывает переходный процесс только электропроводной плоскости S. Это дает возможность количественно оценивать вклад электропроводной и диэлектрической частей в переходный процесс комплексного пласта.

На рис. 1 приведены кривые переходного процесса, рассчитанные по формуле (1).

Расчет поля при параметрах: $D = 5$; $B_{z1} \to S = 0.1$; $B_{z2} \to S = 0.05$; $B_{z3} \to S = 0.025$; $B_{z4} \to S = 0.0125$; $B_{z5} \to S = 0.00625$.

Согласно аналитической модели (2) и графического представления в ранней стадии переходного процесса происходит «зарядка» (накопление зарядов) пласта (по аналогии с электрическим колебательным контуром), а затем наступает разрядка – собственно переходный процесс в проводнике. Первая часть процесса в настоящее время количественно практически не оценивается из-за отсутствия технологического инструмента.

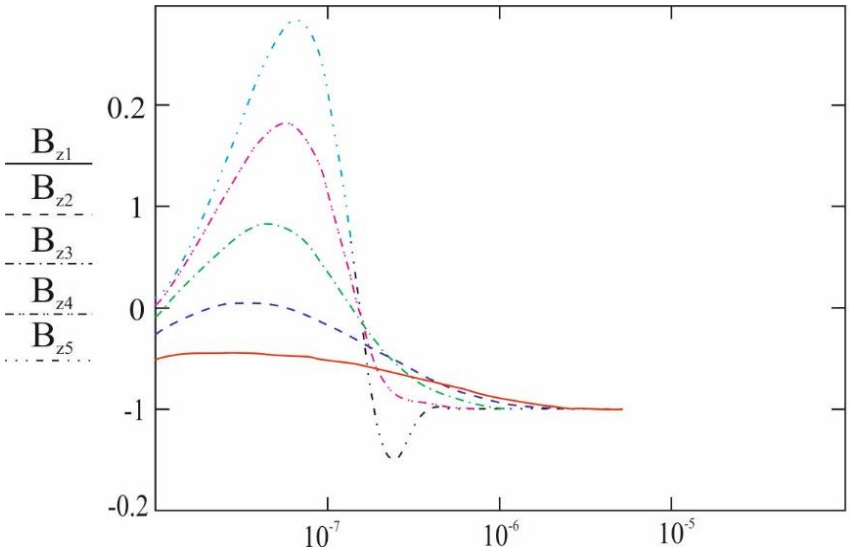


Рис. 1. Отражение электрической компоненты $E_{\varphi}(t)$ вертикального магнитного диполя от пласта комплексной электропроводности.

Для наглядного сравнения теоретических расчетов и реальной практики на рис. 2 приведены экспериментальные кривые ЭДС подобного типа, полученные на участке группы месторождений рассыпного генезиса в пределах развития близповерхностных, покровных алмазовмещающих отложений не кимберлитового типа. Здесь туфы субщелочного ультраосновного состава изменены до глинистого состояния и переотложены в неоген-нижнечетвертичный комплекс, т.е. соответствует геологическому объекту с комплексной электропроводностью.

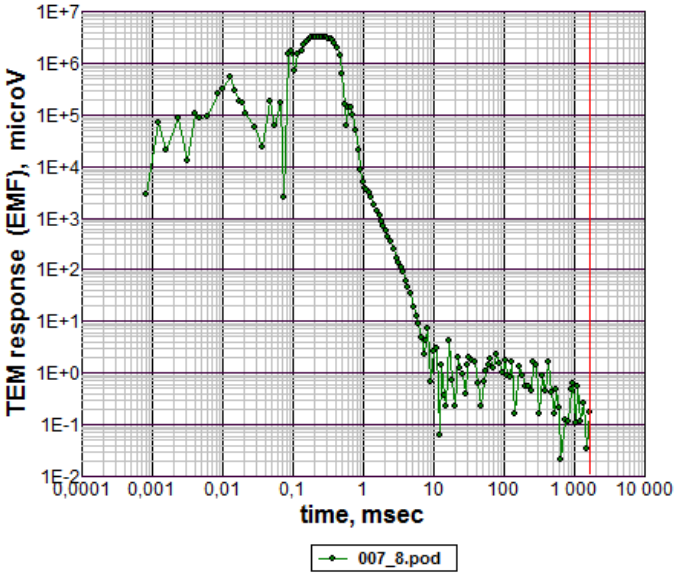


Рис. 2. Полевые переходные характеристики ЗМПП (Аппаратура Цикл-6, петля 200×200 метров).

Согласно этому, моделирование переходных процессов пласта комплексной электропроводности представляется актуальным при решении поисковых задач алмазопрогностики.

Литература:

1. Жандалинов В.М. Электрические и электромагнитные зондирования при поисках коренных месторождений алмазов. Новосибирск: «Гео», 2011 – 275 с.

2. Ним Ю.А. Электрозондирование методом переходных процессов при геокриологическом картировании береговой зоны Арктического бассейна // Инженерная геология. М.: Недра, 1989, №3, с. 105-111.

3. Ним Ю.А., Омельяненко А.В., Федорова Л.Л. Проявление комплексной электропроводности геологической среды в импульсном электромагнитном поле // Наука и образование №3 (31). Якутск, 2003, с. 22-26.

4. Фролов А.Д. Электрические и упругие свойства криогенных пород. М.: Недра, 1976, 254 с.

РАЗРАБОТКА МАТЕМАТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ИМПУЛЬСНОГО ПОТОКА МАГНИТНОЙ ИНДУКЦИИ ПРИ ПРОФИЛИРОВАНИИ НАКЛОННОГО ЭЛЕКТРОПРОВОДНОГО ПЛАСТА, ВОЗБУЖДАЕМОГО ВЕРТИКАЛЬНЫМ МАГНИТНЫМ ДИПОЛЕМ

Ним Ю.А., Илларионова М.Г., Гоголева Л.П.
Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск, gmpirmpi@mail.ru

Технологически интегральный метод переходных процессов (ИМПП) стал применяться в 70-е годы при поисках рудных и нефтяных месторождений [1, 2]. С целью расширения сферы применения этого способа исследования, целесообразно рассмотреть модель магнитного потока импульсного электромагнитного поля при профилировании наклонной электропроводной геологической структуры, при ее возбуждении вертикальным магнитным диполем (классической технологией МПП).

Известно решение задачи для плоскости S (продольная проводимость электропроводного пласта) при импульсном возбуждении вертикальным и горизонтальным магнитными диполями при пространственном положении источников с координатами (-z – среда II) и (+z – среда I) [2, 4]. Для конструирования модели вертикального контакта, к плоскости S применяем метод зеркальных изображений, разделяя ее на две равные зеркально-отраженные полуплоскости относительно земной поверхности по схеме, показанной в работах [3].

Сконструированная таким образом модель геологической структуры представляется аналитическими моделями интегральных модификаций метода переходных процессов, вычисленные в частности, к примеру, компонентами $\Phi_{\varphi}(t) = \frac{\partial A_z}{\partial r}(t)$ (A_z – вектор - потенциал магнитного типа). Для разработки технологических схем электропрофилирования в дипольном и совмещенном варианте МПП приводим математические модели полуплоскости S:

Для дипольного варианта – это поле над плоскостью S с источником в среде I и под плоскостью S с тем же источником

$$\Phi_{\varphi}(t)=\frac{\partial A_z}{\partial r}=-\frac{\mu M_z Rr}{2}\frac{1}{\left[\left(\frac{2t}{\mu S}+2h+z\right)^2+r^2\right]^{3/2}} \qquad (1)$$

$$\Phi_{\varphi}(t)=\frac{\partial A_z}{\partial r}=\frac{\mu M_z Rr}{2}\frac{1}{\left[\left(\frac{2t}{\mu S}-z\right)^2+r^2\right]^{3/2}} \qquad (2)$$

Для совмещенного варианта – это поле над плоскостью S с источником в среде I и поле под плоскостью S с источником в среде II

$$\Phi_{\varphi}(t)=\frac{\partial A_z}{\partial r}=-\frac{\mu M_z Rr}{2}\frac{1}{\left[\left(\frac{2t}{\mu S}+2h+z\right)^2+r^2\right]^{3/2}} \qquad (3)$$

$$\Phi_{\varphi}(t)=\frac{\partial A_z}{\partial r}=\frac{\mu M_z Rr}{2}\frac{1}{\left[\left(\frac{2t}{\mu S}+2h+z\right)^2+r^2\right]^{3/2}} \qquad (4)$$

Для определения потока магнитной индукции наклонного электропроводного пласта развернем на угол наклона (α) воображаемую земную поверхность на этот угол так, чтобы плоскость S была перпендикулярна и параллельна, соответственно, вертикальному и горизонтальному магнитным диполям. Определив таким образом магнитные потоки возбуждаемые вертикальным и горизонтальным возбудителями плоскости S в новых координатах, преобразуем их для наклонного положения пласта, возвращаясь к исходным координатам

$$\Phi_{\varphi}=\frac{\mu M_z}{4\pi}\frac{r}{\left[a^2+r^2\right]^{3/2}}(\cos\alpha+\sin\alpha)-\frac{\mu M_x}{4\pi}\frac{arx}{\left[a^2+r^2\right]^{3/2}}(\sin\alpha+\cos\alpha) \qquad (5)$$

где $a=\left(\frac{2t}{\mu S}+2h+z\right)$, μ= 4*π*10^-7 Гн/ м - магнитная проницаемость, M_z,

M_x= 1 – момент магнитного диполя, S =10 – продольная проводимость пласта, r, φ, z – цилиндрические координаты, совмещенные с декартовой x, y, z, t=0.0001мкс, α=30˚,45˚,60˚,90˚ - угол наклона полуплоскости S к условной поверхности земля – воздух, R – контур, пронизываемый магнитным потоком, h – расстояние от плоскости S до источника поля.

Для проверки адекватности сформированных моделей в качестве примера в таблице 1 и на рис. 1 соответственно приведены расчётные значения полей по формуле (5) и графики электропрофилирования анализ

которых подобен известным «родственным» графическим схемам дипольных электромагнитных профилирований [4, 5].

Таблица 1

Расчетные значения потока магнитной индукции над и под плоскостью S

x	t	α	a	Φφ	x	t	α	a	Φφ
-9	0,0001	45	41271167	6,64E-13	-9	0,0001	30	1,3E+08	2,5E-13
-8	0,0001	45	21858428	1,12E-12	-8	0,0001	30	68129439	4,26E-13
-7	0,0001	45	10738771	2,01E-12	-7	0,0001	30	33043391	7,74E-13
-6	0,0001	45	4796506	3,9E-12	-6	0,0001	30	14514278	1,52E-12
-5	0,0001	45	1891362	8,35E-12	-5	0,0001	30	5595416	3,34E-12
-4	0,0001	45	629232,3	2,05E-11	-4	0,0001	30	1802534	8,44E-12
-3	0,0001	45	163801	6,1E-11	-3	0,0001	30	446578,4	2,63E-11
-2	0,0001	45	29044,48	2,44E-10	-2	0,0001	30	72708,73	1,14E-10
-1	0,0001	45	2607,15	1,61E-09	-1	0,0001	30	5456,997	8,85E-10
0	0,0001	45	0	0	0	0,0001	30	0	0
1	0,0001	45	901,5422	3,59E-09	1	0,0001	30	1689,267	2,18E-09
2	0,0001	45	14353,36	4,27E-10	2	0,0001	30	34390,43	2,08E-10
3	0,0001	45	96987,64	9,31E-11	3	0,0001	30	258426,4	4,1E-11
4	0,0001	45	414961,3	2,87E-11	4	0,0001	30	1172198	1,2E-11
5	0,0001	45	1339420	1,11E-11	5	0,0001	30	3925460	4,46E-12
6	0,0001	45	3572829	4,96E-12	6	0,0001	30	10738771	1,95E-12
7	0,0001	45	8306180	2,48E-12	7	0,0001	30	25429107	9,61E-13
8	0,0001	45	17407077	1,35E-12	8	0,0001	30	54041663	5,16E-13
9	0,0001	45	33638690	7,85E-13	9	0,0001	30	1,06E+08	2,97E-13

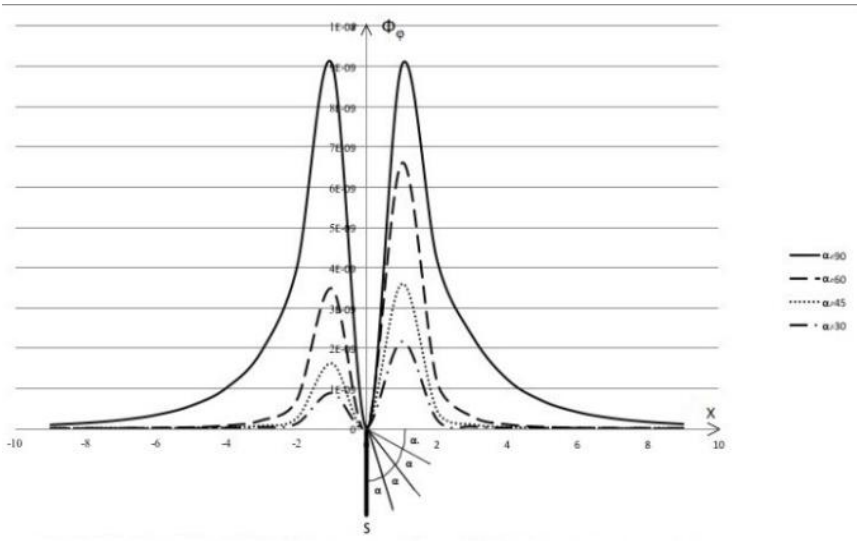


Рис. 1. Графики импульсного потока магнитной индукции Φ_φ при профилировании электропроводного пласта S, залегающего под углом α

Литература:

1. Каменецкий Ф.М., Вакульский А.А., Драбич П.П., Тимофеев В.М. Исследование интегральных переходных характеристик в импульсной индукционной электроразведке. Львов: Изд. ФМИ АН СССР, 1985, 56с. (Препринт №88).
2. Ним Ю.А. Интегральная модификация импульсного зондирования (сборник научных трудов). Геофизические исследования в Якутии. Якутск: ЯГУ, 1998. С. 110-117.
3. Ним Ю.А., Романова Л.П., Илларионова М.Г. Экспериментально-численное формирование математических моделей неустановившегося электромагнитного поля крутопадающего тонкого проводящего пласта. Разведка и охрана недр. 2015 - №11 – с.22-27.
4. Великин А.Б., Булгаков Ю.И. Индуктивная электроразведка методом переходных процессов с совмещенными источником и приемником поля. Методические рекомендации. Ленинград, Недра, 1967.
5. Захаров В.Х. Электроразведка методом дипольного индуктивного профилирования. Ленинград, Недра, 1975 – 224с.

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ИМПУЛЬСНОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ВЕРТИКАЛЬНОГО ЭЛЕКТРОПРОВОДНОГО ПЛАСТА И ЕЕ ИНТЕГРАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИ ЕГО ИЗМЕРЕНИИ СОВМЕЩЕННЫМИ ЭЛЕКТРИЧЕСКИМИ ДИПОЛЯМИ

Ним Ю.А., Гоголева Л.П., Илларионова М.Г.
Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск, gmpirmpi@mail.ru

При поисково-картировочных электромагнитных исследованиях глубокозалегающих и/или относительно слабоэлектропроводных геологических объектов, таких как кимберлиты, нефтегазовые залежи, криолитозона, межмерзлотные воды и другие, возникают вопросы увеличения эффективности исследования, которые могут быть получены разработкой новых технологий.

К последним относится неустановившееся поле вертикального и наклонного электропроводного пласта и ее интегральная характеристика при его возбуждении вертикальным электрическим диполем [2, 3]. В качестве вертикального пласта примем известную модель, полуплоскость S, полученную методом зеркальных изображений из решений электродинамических задач для горизонтальных плоскостей S, возбуждаемых вертикальным и горизонтальным электрическими диполями [4].

Приводим вертикальные компоненты интегральных характеристик неустановившегося поля (Фz) для технологий совмещенного и дипольного варианта, по которым рассчитаны искомые значения поля и построены графические изображения (рис. 1, 2, 3) (табл. 1).

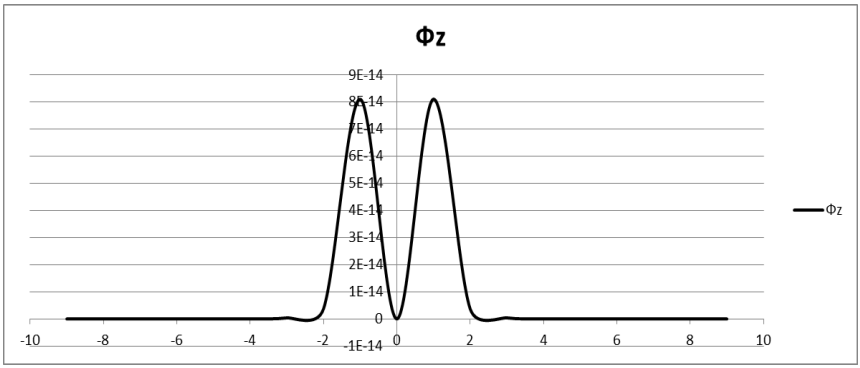


Рис. 1. График вертикального электрического диполя в совмещенном варианте

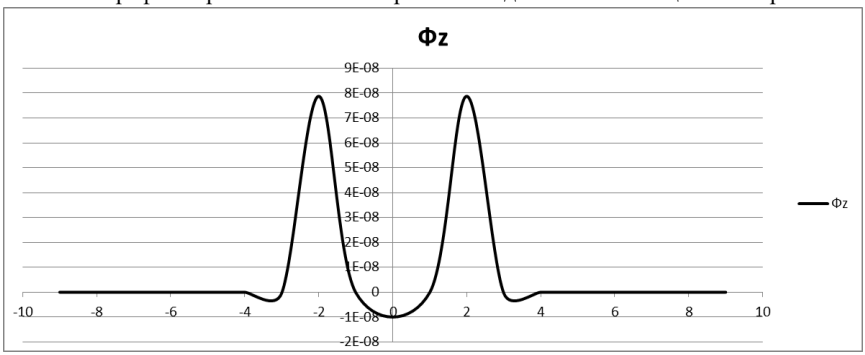


Рис. 2. График вертикального электрического диполя в дипольном варианте

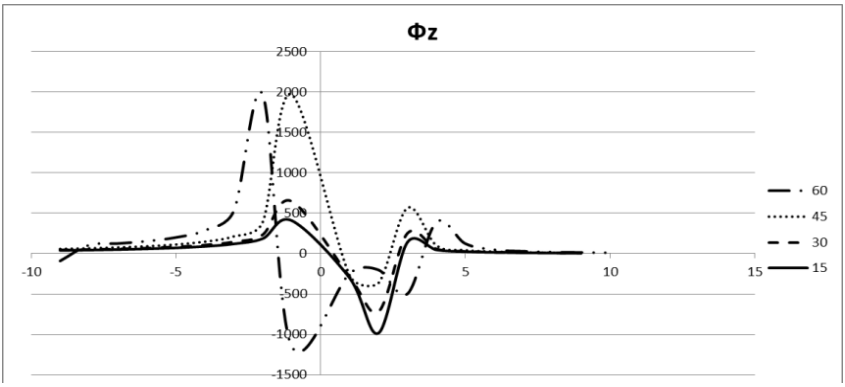


Рис. 3. График аномалий магнитного потока неустановившегося электромагнитного поля вертикального электрического диполя над моделью наклонного электропроводного пласта [1]

Для совмещенного варианта – это поле над плоскостью S с источником в среде I и поле под плоскостью S с источником в среде II.

$$\Phi_{1z}^{I}(t) = -\frac{\mu J dz}{2\pi} R \frac{r^2 - 2m^2}{(m^2 + r^2)^{5/2}} \quad \Phi_{2z}^{II}(t) = \frac{\mu J dz}{2\pi} R \frac{r^2 - 2m^2}{(m^2 + r^2)^{5/2}}$$

где $m = \frac{2t}{\mu S} + 2h + z$

Для дипольного варианта – это поле над плоскостью S с источником в среде I и под плоскостью S с тем же источником

$$\Phi_{1z}^{I}(t) = -\frac{\mu J dz}{2\pi} R \frac{r^2 - 2m_1^{\ 2}}{(m_1^{\ 2} + r^2)^{5/2}} \quad \Phi_{2z}^{I}(t) = -\frac{\mu J dz}{2\pi} R \frac{r^2 - 2m_2^{\ 2}}{(m_2^{\ 2} + r^2)^{5/2}}$$

где $m_1 = \frac{2t}{\mu S} + 2h + z,\ m_2 = \frac{2t}{\mu S} - z$

Для наклонного пласта

$$\Phi_z(t) = \frac{\mu J^* dz}{2\pi} R \frac{r^2 - 2m^2}{(m^2 + r^2)^{5/2}} (\cos\alpha + \sin\alpha) - \frac{J^* dx}{2\pi r S} \cos\alpha 2\pi R \frac{r^2 - 2m}{(m^2 + r^2)^{5/2}} (\sin\alpha + \cos\alpha)$$

где $m = \frac{2t}{\mu S} + 2h\cos\alpha + z\cos\alpha$

J^*dz= 1 – момент вертикального электрического диполя при электропрофилировании наклонного пласта, J^*dx= 1 – момент горизонтального электрического диполяпри электропрофилировании наклонного пласта, μ= $4\pi \cdot 10^{-7}$ Гн/ м - магнитная проницаемость, Jdz = 1 –

момент электрического диполя, S= 50 – продольная проводимость пласта, r, φ, z – цилиндрические координаты, совмещенные с декартовой x, y, z , t=0.0001мкс, R – контур, пронизываемый магнитным потоком, h – расстояние от плоскости S до источника поля.

Таблица 1

Расчеты импульсного электромагнитного поля в совмещенном (левая колонка) и дипольном (правая колонка) варианте

x	t	S	m	Φz	x	t	S	m	Φz
-9	0,0001	50	30,185	2,885E-19	-17	0,0001	50	-13,8153	-1,5E-16
-8	0,0001	50	27,185	6,656E-19	-15	0,0001	50	-11,8153	-5,1E-16
-7	0,0001	50	24,185	1,693E-18	-13	0,0001	50	-9,81529	-2,2E-15
-6	0,0001	50	21,185	4,87E-18	-11	0,0001	50	-7,81529	-1,3E-14
-5	0,0001	50	18,185	1,645E-17	-9	0,0001	50	-5,81529	-1,3E-13
-4	0,0001	50	15,185	6,909E-17	-7	0,0001	50	-3,81529	-3,1E-12
-3	0,0001	50	12,185	3,967E-16	-5	0,0001	50	-1,81529	-3,8E-10
-2	0,0001	50	9,1847	3,701E-15	-3	0,0001	50	0,184713	7,88E-08
-1	0,0001	50	6,1847	8,104E-14	-1	0,0001	50	2,184713	-1,3E-10
0	0,0001	50	0	0	1	0,0001	50	2,184713	-1,3E-10
1	0,0001	50	6,1847	8,104E-14	3	0,0001	50	0,184713	7,88E-08
2	0,0001	50	9,1847	3,701E-15	5	0,0001	50	-1,81529	-3,8E-10
3	0,0001	50	12,185	3,967E-16	7	0,0001	50	-3,81529	-3,1E-12
4	0,0001	50	15,185	6,909E-17	9	0,0001	50	-5,81529	-1,3E-13
5	0,0001	50	18,185	1,645E-17	11	0,0001	50	-7,81529	-1,3E-14
6	0,0001	50	21,185	4,87E-18	13	0,0001	50	-9,81529	-2,2E-15
7	0,0001	50	24,185	1,693E-18	15	0,0001	50	-11,8153	-5,1E-16
8	0,0001	50	27,185	6,656E-19	17	0,0001	50	-13,8153	-1,5E-16
9	0,0001	50	30,185	2,885E-19					

Анализ полученных результатов не противоречит подобным «родственным» технологиям дипольного электромагнитного профилированиям [1].

Литература:

1. Захаров В.Х. Электроразведка методом дипольного индуктивного профилирования. Ленинград, Недра, 1975 – 224с.
2. Каменецкий Ф.М., Вакульский А.А., Драбич П.П., Тимофеев В.М. Исследование интегральных переходных характеристик в импульсной индукционной электроразведке. Львов: Изд. ФМИ АН СССР, 1985, 56с. (Препринт №88)
3. Могилатов В.С. Нестационарное поле кругового электрического диполя в однородной среде // Геология и геофизика, 1997, т.38. №11. – С. 1849-1855.
4. Ним Ю.А., Романова Л.П., Илларионова М.Г. Экспериментально-численное формирование математических моделей неустановившегося электромагнитного поля крутопадающего тонкого проводящего пласта. Разведка и охрана недр. 2015 - №11 – С. 22-27.

НОВЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПОСТРОЕНИЯ ПО ТЕРРИТОРИИ АНАБАРСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Павлова К.А.
Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск,
pavlova_kapitolina@mail.ru

Анабарская антеклиза расположена в северо-восточной части Сибирской платформы и представляет крупнейшую надпорядковую структуру площадью около 760 000 км^2 [1]. Современная структура осадочного чехла антеклизы сформировалась в результате сложного и длительного процесса, в ходе которого происходили неоднократные перестройки структурного плана.

Основой для составления структурных карт и карт мощностей являлись отчетные и опубликованные материалы глубокого бурения ПГО «Ленанефтегазгеология», данные сейсморазведочных работ МОГТ-2D ОАО «Якутскгеофизика» и результаты научных исследований ВНИГРИ, ИГ ЯФ СО РАН СССР, СНИИГГиМС, ИНГГ им. А.А. Трофимука.

Породы кристаллического фундамента в пределах восточной части Анабарской антеклизы изучены очень слабо. Они выходят на дневную поверхность на Анабарском массиве и Оленекском поднятии. Информацию о строении архейского фундамента в закрытой части платформы дают геофизические исследования и пробуренные глубокие скважины, вскрывшие фундамент на южном склоне Анабарской антеклизы. Поверхность кристаллического фундамента от Анабарского массива до Солоолийского поднятия погружается до отметки -4,6 км.

В строении осадочного чехла Анабарской антеклизы принимают участие рифейские, вендские и кембрийские отложения. Породы среднего палеозоя и мезозоя развиты фрагментарно по восточной и северной её периферии, имеют незначительную мощность и существенного влияния на структуру антеклизы не оказывают. Суммарная мощность осадочного чехла изменяется в широких пределах - от нуля в местах выходов на поверхность фундамента до 4 км и более в наиболее погруженных частях антеклизы.

В осадочном чехле Анабарской антеклизы выделяется и почти повсеместно прослеживаются два структурных яруса – рифейский (байкальский) и венд-нижнепалеозойский (каледонский). Каждый структурный ярус характеризуется своим тектоническим планом и литологическими особенностями состава слагающих отложений.

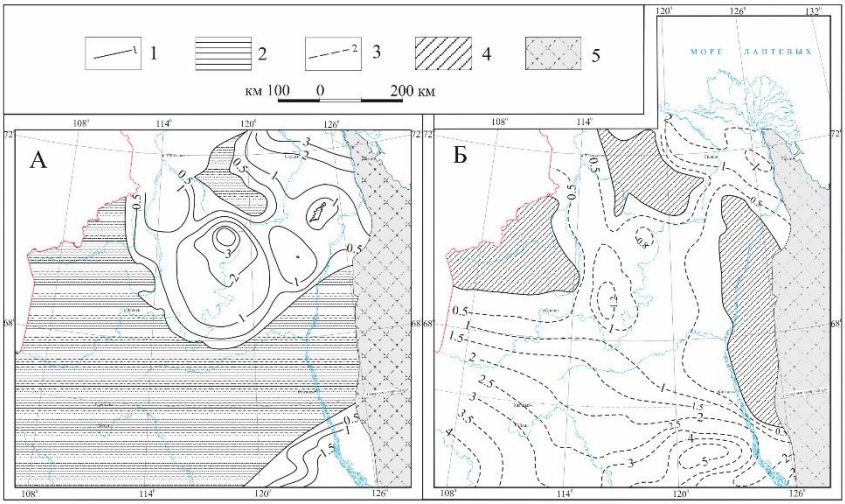


Рис. 1. Схемы мощностей рифейских (А) и венд-нижнепалеозойских отложений Анабарской антеклизы и прилегающих территорий.

1 – изопахиты рифея; 2 – области современного отсутствия отложений рифея; 3 – изопахиты венд-нижнепалеозойских отложений; 4 – области современного отсутствия венд-нижнепалеозойских отложений; 5 – границы современных складчатых областей.

Рифейский (байкальский) структурный ярус. Отложения рифея на Анабарской антеклизе развиты преимущественно в ее северной части. Они с угловым и стратиграфическим несогласием залегают на размытой поверхности фундамента и вскрыты Бурской 3410, Хастахской 930 скважинами в Лено-Анабарском прогибе и Средне-Мархинской скважиной 2250 на Сюгджерской седловине. Рифей в полном объеме не вскрыт и не исследован. Его наиболее полный разрез известен на Оленекском поднятии: сыгынахтахская, кютюнгдинская, арымасская, дебенгдинская и хайпахская свиты. Свиты представлены карбонатными, терригенными и вулканогенными породами.

Современный структурный план рифейского структурного яруса по отражающему горизонту P_1, соответствующему подошве кютюнгдинской свиты нижнего рифея, на исследуемой площади показывает, что отложения рифея распространены неравномерно. На значительной части Анабарской антеклизы отложения этого возраста отсутствуют. Своеобразная зона выклинивания пород рифея выделяется в зоне сочленения северо-востока

антеклизы с южным бортом Лено-Анабарского прогиба. Отсутствие рифейских отложений на поднятиях, примыкающих к фронту Верхоянского складчато-надвигового пояса, обусловлено размывом их в девонское время [5].

Байкальский ярус по своему объему резко преобладает в разрезе Суханской впадины. Здесь отчетливо выделяется зональность северо-восточного простирания, выраженная в наличии пологого северо-западного борта и узкого крутого юго-восточного замыкания указанной депрессии. Максимальная глубина залегания подошвы рифея до 4600 м приурочена в северной части Суханской впадины.

Анализ мощностей рифейских отложений показывает, что в пределах Анабарской антеклизы отложения рифея наиболее полно представлены на отдельных, наиболее прогнутых участках (рис. 1А). Исследованная часть рифейского разреза, заключенная между отражающими горизонтами КВ ($ВР_1$) и $Р_1$, достигает мощности 3,8 км.

Венд-нижнепалеозойский (каледонский) структурный ярус. Почти повсеместно развитые отложения венд-нижнепалеозойского структурного яруса в пределах Анабарской антеклизы являются основными геологическими образованиями, определяющими главные черты строения осадочного чехла.

Преимущественно карбонатные венд-нижнепалеозойские отложения в прошлом перекрывали почти всю площадь исследуемой территории. Отсутствие их на Анабарском массиве и Саппыйском поднятии обусловлено, очевидно, последующим размывом.

Структурный план каледонского структурного яруса на исследуемой территории имеет относительно простое строение. В рамках широкого и полного осадочного бассейна развиты в основном отложения венда и кембрия. Породы ордовика и силура встречаются фрагментарно. Северная часть антеклизы, представленная отложениями мощностью до 1000 м, является относительно приподнятой областью. Рядом обособляется область с максимальной амплитудой до 400 м, центр прогибания смещен к Анабарскому массиву. Абсолютные отметки ОГ КВ ($ВР_1$) здесь достигают значений - 1180 м. В южном, юго-западном и юго-восточном направлениях наблюдается погружение и увеличение мощности венд-нижнепалеозойских отложений до 5000 м.

Таким образом, сопоставление структурных планов поверхности кристаллического фундамента, рифейского и венд-нижнепалеозойского ярусов позволяет установить характер соотношения их между собой и

наметить зоны выклинивания, наиболее перспективные в нефтегазоносном отношении.

Литература:

1. Анциферов А.С., Бакин В.Е. и др. Геология нефти и газа Сибирской платформы. М.: Недра, 1981. -552 с.

2. Микуленко К.И., Ситников В.С. и др. Эволюция структуры и условий нефтегазообразования осадочных бассейнов Якутии. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1995. -180 с.

3. Конторович В.А., Конторович А.Э. и др. Структурно-тектоническая характеристика и модель геологического строения неопротерозойско-фанерозойских отложений Анабаро-Ленской зоны // Геология и геофизика, №8, т. 54, 2013. С. 1253-1274.

4. Старосельцев В.С., Шишкин Б.Б. и др. Актуальные проблемы геологии кембрийских и протерозойских отложений северо-востока Анабарской антеклизы в связи с нефтегазоносностью // Нефтегазовая геология, № 1(25), 2016. С. 44-56.

5. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). –М.: МАИК Наука/Интерпериодика, 2001. -571 с.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ИСТОЧНИКОВ СНОСА СРЕДНЕ-ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ЮЖНОЙ ЧАСТИ ПРИКОЛЫМСКОГО ТЕРРЕЙНА (ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ) ПО ДАННЫМ U-PB ДАТИРОВАНИЯ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ

Прокопьев А.В.[1,2], Ершова В.Б. [2], Шпикерман В.И.[3], Стокли Д.[4]

1 – Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск; 2 – Институт наук о Земле СПбГУ, г. Санкт-Петербург; 3 – Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург; 4 – Jackson School of Geoscience, University of Texas at Austin, USA

Приколымский террейн (ПТ) Колымо-Омолонского микроконтинента (КОМ) (восток Верхояно-Колымской складчатой области – ВКСО) протягивается в долготном направлении на 475 км при ширине 125 км. 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 ПТ 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 вулканиты Уяндино-Ясачненской магматической дуги и раннемеловые вулканогенно-осадочные породы Омсукчанского прогиба Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса. Породы, как правило, интенсивно деформированы. Необходимо отметить, что крайне плохая обнаженность пород ПТ и сложные деформации не позволяют достоверно установить стратиграфические контакты описанных выше толщ.

В процессе экспедиционных работ 2017 года на юге ПТ были отобраны шесть образцов песчаников из девон-нижепермских толщ (согласно [11]), извлечена тяжелая фракция и проведено U–Pb-датирование (LA–ICP–MS) обломочных цирконов в аналитическом центре Университета штата Техас (г. Остин, США).

Результаты и их интерпретация:

1. В двух образцах средне- и верхнедевонских песчаников возрастные спектры цирконов демонстрируют значительное сходство (рис. 1). Наиболее молодой и значимый возрастной пик 390–406 млн лет (конец раннего–начало среднего девона). Достоверно известные породы такого возраста на северо-востоке Азии находятся только в пределах Увязкинской палеорифтовой зоны на границе Омулевского и Арга-Тасского террейнов КОМ в ~300 км к северо-западу от ПТ (395±2,9 млн лет, U-Pb, SHRIMP-RG, цирконы [4]).

2. В двух образцах среднекаменноугольных песчаников более 90% зерен цирконов образуют возрастные пики 346–348 млн лет при незначительной доле протерозойских и неоархейских возрастов (рис. 1).

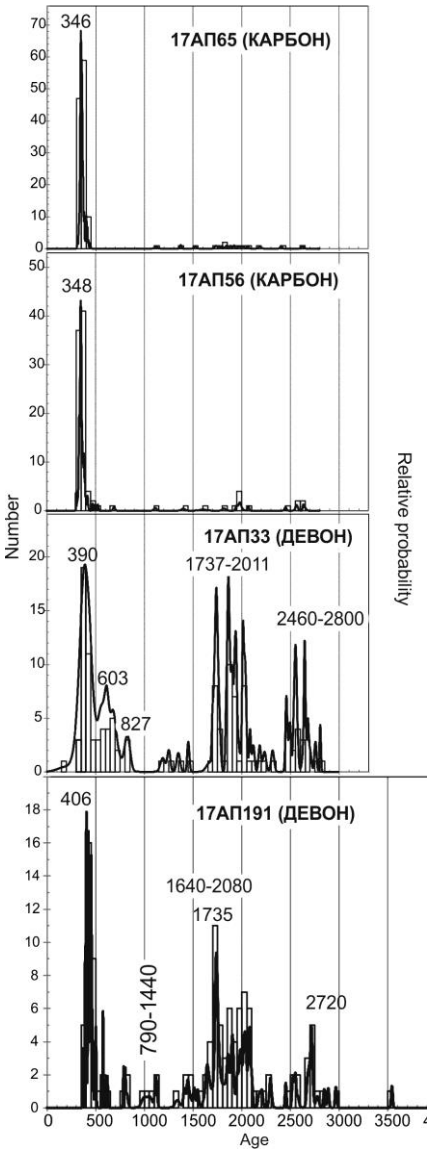


Рис. 1. Корреляция возрастных спектров обломочных цирконов из девонских и каменноугольных толщ южной части Приколымского террейна.

Их потенциальными источниками могли быть среднепоздне-палеозойские надсубдукционные вулканиты кедонского комплекса Северо-Охотской активной континентальной окраины, широко распространенные на Омолонском террейне или же сами исследованные толщи являются частью этого комплекса. Однако наши данные показали, что главный пик островодужного магматизма в Северо-Охотской активной континентальной окраине имел место в раннем карбоне (турне-визе), а не в позднем девоне, как это считалось ранее [7 и др.].

Кроме того, подавляющее преобладание зерен цирконов раннекаменноугольного возраста может свидетельствовать о синхронных осадконакоплению процессах вулканизма непосредственно вблизи южной части ПТ.

3. В двух образцах, отобранных из считавшихся ранее согласно данным среднемасштабного геологического картирования [11] позднекаменноугольно-раннепермских вулканогенно-осадочных пород, более 75% обломочных цирконов имеют позднеюрский (возрастные пики

150–156 млн лет) и позднемеловой (возрастные пики 87–90 млн лет) возраста при небольшом количестве силур-раннекаменноугольных (310–445 млн лет) датировок. Отмечены единичные цирконы палеопротерозойского возраста (~1800–2200 млн лет). Это свидетельствует, что изученные породы имеют как минимум позднемеловой, а не позднепалеозойский возраст и накапливались на заключительных стадиях формирования Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса. Вероятными источниками позднеюрских цирконов могли являться вулканиты Уяндино-Ясачненской дуги [6] и гранитоиды юго-восточного фланга Главного (Колымского) батолитового пояса [2, 5]. Обломочные цирконы турон-коньякского возраста могли поступать из вулканогенно-осадочных толщ Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса [1]. Эти данные нуждаются в дополнительной проверке, так как могут привести к существенному пересмотру современных представлений о геологическом строении этого региона.

Полевые работы выполнены частично по плану НИР ИГАБМ СО РАН (проект 0381-2016-0001), изотопно-геохимические исследования выполнены при поддержке Российского научного фонда (проект № 17-17-01171).

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) // Докл. РАН. 2009. Т. 426. № 2. С. 216–221.

3. Акинин В.В., Жуланова И.Л. Возраст и геохимия циркона из древнейших метаморфческих пород Омолонского массива (Северо-Восток России) // Геохимия. 2016. № 8. С. 675–684.

4. Прокопьев А.В., Торо Х., Бахарев А.Г., Миллер Э.Л., Вуден Дж., Сурнин А.А. Увязкинская палеорифтовая зона: первые U-PbSHRIMP геохронологические данные // Отечественная геология. 2007. № 5. С. 30–33.

5. Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л., Вуден Дж., Трунилина В.А., Бахарев А.Г. Гранитоиды Главного батолитового пояса (Северо-Восток Азии): новые U-PbSHRIMP геохронологические и геохимические данные // Тектоника и металлогения Северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2007. С. 286–288.

6. Прокопьев А.В., Бахарев А.Г., Торо Х., Миллер Э.Л. Тас-Кыстабытский магматический пояс (северо-восток Азии): первые U-Pb (SHRIMP) и Sm-Nd данные // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2008. С. 305–308.

7. Сосунов Г.М., Павлова О.К., Гельман М.Л. Геологическая карта Северо-Востока СССР масштаба 1:1500000. Таблицы региональной легенды. Магадан, 1982. 39 с.

8. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). (Отв. ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин). М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001. 571 с.

9. Третьяков Ф.Ф. О тектоническом строении Приколымского террейна Верхояно-Колымской орогенной области (структурно-статистический анализ) // Отечественная геология. 2016. № 6. С. 85–90.

10. Шевченко В.М., Шульдинер В.И., Кузьмин В.К., Беляцкий Б.В. Новые U-Pb данные изотопного датирования метаморфических и магматических комплексов Омолонского массива // Материалы III Всероссийского совещания «Общие вопросы расчленения докембрия». Апатиты, 2000. С. 280–282.

11. Шишкин В.А. Объяснительная записка к Государственной геологической карте СССР. Серия Среднеколымская. Дист Q-56-XXVII-XXVIII (Коркодон). Масштаб 1:200 000. М.: Министерство геологии СССР. 105 с.

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ПО U-PB ДАТИРОВАНИЮ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ И МЕЗОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ЮЖНО-ВЕРХОЯНСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

Прокопьев А.В.[1], Торо Х.[2], Миллер Э.Л.[3]

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

2 – Университет Западной Виргинии, США

3 – Стэнфордский университет, США

Выполнено U-Pb (LA-MC-ICPMS) датирование ~600 зерен обломочных цирконов из каменноугольных, пермских, триасовых и юрских отложений центральной части Южно-Верхоянского орогенного пояса.

Установлено, что в дельтовых отложениях верхнего карбона 90% зерен цирконов имеют докембрийский возраст. Из них основная масса образует возрастной пик ~1836 млн лет и второстепенный ~2646 млн лет. Источниками цирконов этих возрастных популяций могли быть кристаллический фундамент Сибирской платформы и/или фундамент Охотского террейна [3, 4, 11]. На западе Охотского террейна присутствуют гранито-гнейсы поздненеоархейского возраста [10], а в центральной части Охотского террейна как архейские, так и палеопротерозойские породы кристаллического фундамента [4]. Значения возраста молодых зерен (~10%) образуют компактные пики в диапазоне 301–348 млн лет. Можно предположить, что их источником был расположенный на значительном расстоянии к западу Ангаро-Витимский батолит Забайкалья. С другой стороны, в толщах верхнего карбона присутствуют как туфогенные песчаники, так и конгломераты, содержащие многочисленную гальку кислых и средних эффузивных пород и гранитоидов [2], что предполагает относительно ближний снос кластики. Таким образом, другим вероятным источником обломочного материала могли являться вулканогенно-осадочные породы предполагающейся к югу и юго-востоку Кони-Мургальской (Удско-Мургальской) вулканической дуги [5]. Два зерна имеют возраст ~390 млн. лет, как и расположенный в пределах Верхне-Майского поднятия Охотского террейна Мастахский гранитоидный плутон и кислые вулканиты позднедевонской матийской свиты [10].

Дельтовые отложения нижней перми слагают обширные конуса выноса, проградирующие в северном направлении. 44% от общего числа изученных цирконов имеют докембрийский возраст и в этой популяции превалируют палеопротерзойские зерна (возрастной пик ~1851 млн лет). Поздненеоархейские датировки единичны. Вероятным источником этих возрастных популяций цирконов могли также быть кристаллический фундамент Сибирской платформы и/или фундамент Охотского террейна [3, 4, 10, 11]. Однако отсутствие палео- и мезоархейских датировок, соответствующих широко распространенным в центральной части Охотского террейна метаморфическим образованиям [4], указывает, что основные поступления кластики происходили с Алданского щита. Зерен цирконов фанерозойского возраста около 55%, и они образуют значимый возрастной пик ~294 млн лет, что свидетельствует о размыве источников обломочного материала, близких времени осадконакопления. Этот возраст близок кульминации магматической активности Ангаро-Витимского батолита [6], однако присутствие вулканогенного материала в разрезе

пермских толщ Южного Верхоянья не исключает поступление кластики с Кони-Мургальской дуги. В пермских терригенных породах расположенного восточнее Охотского террейна Аян-Юряхского антиклинория также отмечается существенный привнос вулканогенного материала с этой магматической дуги [1].

В дельтовых отложениях среднего-верхнего триаса более 65% зерен цирконов имеют палеопротерозойский и неоархейский возраст. Наиболее значимые пики ~1855 и ~2715 млн. лет указывают на то, что их источником мог являться кристаллический фундамент Сибирской платформы и/или фундамент Охотского террейна [11]. Фанерозойские цирконы в триасовых отложениях составляют менее 20% и образуют значимый возрастной пик ~303–337 млн лет. Ближайшим источником цирконов этого возраста мог являться Ангаро-Витимский батолит и/или размывавшиеся породы верхнего палеозоя верхоянского комплекса.

В прибрежно-морских и континентальных отложениях нижней-средней юры палеопротерозойские и неоархейские зерна составляют менее 10%. Основной пик имеет возраст ~1838 млн лет и также указывает на размыв пород кристаллического фундамента Сибирской платформы, либо древнейших образований Охотского террейна. Основная часть цирконов имеет фанерозойский возраст и образует две популяции с пиками ~474 млн. лет (ранний ордовик) и ~274 млн. лет (ранняя пермь). Источниками этих цирконов могли быть как распространенные на западной окраине Охотского террейна ордовикские граниты [4], так и известные в Прибайкалье каледониды [9]. Поставщиком раннепермских обломочных цирконов могли быть как гранитоиды завершающий фаз формирования Ангаро-Витимского батолита [6], так и вулканиты расположенной восточнее Удско-Мургальской дуги. В настоящее время невозможно однозначно ответить, какие питающие провинции для ранне-среднеюрского бассейна осадконакопления Южного Верхоянья были основными. Мы предполагаем, что источники могли быть смешанными и кластика поступала как с запада со стороны Сибирской платформы и ее юго-западной периферии, так и с востока со стороны Охотского террейна.

В исследованных отложениях практически отсутствуют цирконы с возрастами в интервале 900–1550 млн лет, свидетельствуя, что широко распространенные толщи мезо- и неопротерозоя Южного Верхоянья в позднем палеозое и мезозое не подвергались существенному размыву, так как цирконы этого возраста в них превалируют [8]. Это также является доказательством того, что основным источником в это время являлся

Сибирский кратон, в фундаменте и на периферии которого магматические образования кислого и среднего состава (основной поставщик цирконов) такого возраста практически отсутствуют [7, 9].

Выводы:

На протяжении позднего палеозоя и раннего мезозоя существовала крупная речная система – Палео-Алдан, которая трассировалась в пределах Южного Верхоянья с севера на юг.

Питающие провинции для бассейна осадконакопления этого возраста были смешанными: с юга и запада со стороны Алданского щита и, возможно, Ангаро-Витимского батолита, и с востока и юго-востока – со стороны Кони-Мургальской магматической надсубдукционной дуги. Полученные данные косвенно подтверждают существование этой дуги в пределах Восточно-Азиатской активной континентальной окраины, так как в непосредственной близости к югу и востоку от Южного Верхоянья магматические образования этого возраста неизвестны, либо перекрыты вулканогенно-осадочными породами позднеюрско-раннемеловой Удской дуги и вулканитами мелового Охотско-Чукотского пояса.

В карбоне–триасе основными источниками сноса докембрийской кластики были как образования Сибирского кратона (Алданский щит), так и его юго-восточной части – Охотского террейна, которые в это время подвергались интенсивному размыву. Наибольшее поступление обломочного материала происходило с Алданского щита, так как геологические образования с возрастом ~1850 млн лет известны здесь в зонах тектонического меланжа и отсутствуют или не обнаружены на Охотском террейне [11].

Подстилающие раннепалеозойские и позднедокембрийские образования Южного Верхоянья практически не размывались и, по всей вероятности, находились в это время ниже базиса эрозии. Однако нельзя исключить, что в триасе и юре происходил перемыв позднепалеозойских осадков, содержащих цирконы такого же возрастного диапазона, что и в изученных нижележащих отложениях.

Поставщиком каменноугольных и пермских обломочных цирконов могли быть как гранитоиды завершающих фаз формирования Ангаро-Витимского батолита, так и вулканиты расположенной восточнее Кони-Мургальской магматической дуги.

Увеличение доли близких к возрасту осадконакопления обломочных цирконов в пермских отложениях может свидетельствовать об увеличении речной системы Палео-Алдана на рубеже карбона и перми, если

предположить, что в это время, происходил размыв не только вулканитов Кони-Мургальской дуги, но и гранитоидов Ангаро-Витимского батолита.

Источниками цирконов с возрастом ~460 млн лет могли быть как распространенные на западной окраине Охотского террейна ордовикские граниты (Верхне-Майский выступ) [3, 4], так и известные в Прибайкалье каледониды [9].

Исследование выполнено по плану НИР ИГАБМ СО РАН (проект 0381-2016-0001), при частичной поддержке гранта РФФИ № 16-05-00705.

Литература:

1. Бяков А.С., Ведерников И.Л. Сравнение литохимических характеристик глинистых пород перми и нижнего триаса южной части Яно-Колымской складчатой системы в связи с присутствием в них пирокластического материала // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2013. № 3. С. 3–10.

2. Коростелев В.И. Геология и тектоника Южного Верхоянья. Новосибирск: Наука, 1981. 217 с.

3. Кузьмин В.К., Беляцкий Б.В., Наумов М.В. Первые Sm-Nd данные о позднеордовикском возрасте гранитоидов Верхнемайского поднятия (Охотский массив) // Докл. РАН. 2003. Т. 390. № 2. С. 228–232.

4. Кузьмин В.К., Чухонин А.П., Шулешко И.К. Этапы метаморфической эволюции пород кристаллического фундамента Кухтуйского поднятия (Охотский массив) // Докл. РАН. 1995. Т. 342. № 6. С. 789–791.

5. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозоид Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.

6. Цыганков А.А., Удоратина О.В., Бурмакина Г.Н., Гроув М. Новые данные U-Pb датирования цирконов и проблема длительного формирования Ангаро-Витимского батолита // Доклады Академии наук. 2012. Т. 447. № 2. С. 204–209.

7. Gladkochub D.P., Donskaya, T.V., Wingate, M.T.D., Mazukabzov, A.M., Pisarevsky, S.A., Sklyarov, E.V., Stanevich, A.M., 2010. A one-billion-year gap in the Precambrian history of the southern Siberian craton and the problem of the Transproterozoic supercontinent // Am. J. Sci.. 2010. V. 310 (9). P. 812–825.

8. Khudoley A., Chamberlain K., Ershova V., Sears J., Prokopiev A., MacLean J., Kazakova G., Malyshev S., Molchanov A., Kullerud K., Toro J., Miller E., Veselovskiy R., Li A., Chipley D. Proterozoic supercontinental restorations: Constraints from provenance studies of Mesoproterozoic to Cambrian clastic rocks, eastern Siberian Craton // Precambrian Res.. 2015. V. 259. P. 78–04.

9. Prokopiev A.V., Toro J., Miller E.L., Gehrels G.E. The paleo-Lena River – 200 m.y. of transcontinental zircon transport in Siberia // Geology. 2008. V. 36. No. 9. P. 699–702.

10. Prokopiev A.V., Toro J., Hourigan J.K., Bakharev A.G., MillerE.L. Middle Paleozoic-Mesozoic boundary of the North Asian craton and the Okhotsk terrane: new geochemical and geochronological data and their geodynamic interpretation // Stephan Mueller Spec. Publ. Ser. Vol. 4. 2009. V. 4. P. 71–84.

11. Smelov, A.P., Timofeev, V.F., 2007. The age of the North Asian Cratonic basement: an overview // Gondwana Res.. V. 12. P. 279–288.

ЧИЛИСТЯХСКИЙ ПЕРИДОТИТ-ГАББРО АМФИБОЛИТОВЫЙ И ШАМАНИХИНСКИЙ ГНЕЙСОГРАНИТОВЫЙ КОМПЛЕКСЫ ПРИКОЛЫМСКОГО ТЕРРЕЙНА

Протопопов Р.И.[1], Акимова Е.Д.[2]
1 – АО «Якутскгеология», г. Якутск, ruslan.protopopov@mail.ru
2 – Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск, ewdo.akimova@mail.ru

Чилистяхский перидотит-габброамфиболитовый и шаманихинский гнейсогранитовый комплексы Приколымского террейна [5] выделены по результатам производственно-методических работ [1, 2, 3, 4].

Чилистяхский комплекс состоит из гарцбургитов, оливинитов, габбро-амфиболитов, амфиболитов плагиоклазовых, кварц-плагиоклазовых, кварц-гранатовых, эпидот-кварцевых и оливин-антофиллитовых сланцев, метаморфизован региональным метаморфизмом в амфиболитовой фации. Развит регионально среди нижнепротерозойских толщ, за исключением ультрамафитов, наблюдаемых в южной части террейна. Петротипической местностью является междуречье Шаманиха – Колыма. [1, 3, 5].

Перидотиты представляют собой отдельные линзовидные тела внутри габбро-амфиболитовых и амфиболитовых залежей. Мощность их 10-300 м, протяженность 30 м - 5 км. Они тяготеют к одному и тому же уровню залежей амфиболитов, протягивающихся в субмеридиональном направлении 50 км и образуют цепочки выходов (рис. 1). Крупно- и грубокристаллические габбро-амфиболиты также приурочены к этому горизонту и образуют отдельные линзовидные раздувы до 500 м. Их взаимопереходы отмечаются зоной (20-50 см) оливиновых норитов. Внутри тел перидотитов нередко наблюдаются кумулаты оливинитов. Горизонты амфиболитов с перидотит-габброамфиболитовой ассоциацией представляет наиболее глубинную часть комплекса. Выше развиты только амфиболиты. Комплекс приурочен к нижней части раннепротерозойских толщ с гранат-серицит-ставролитовыми (с силлиманитом, дистеном), двуслюдяными хлорит-гранат-кварцевыми, гранат-двуслюдяными, двуслюдяными хлорит-гранатовыми, кварц-двуслюдяными, серицит-кварцевыми сланцами, кварцитосланцами каменской свиты (ранее оссалинской) Приколымского

террейна [4]. Комплекс представляет единую петрогенетическую серию. Химический состав перидотитов (6 проб, вес %): SiO_2 – 41,88; TiO_2 – 0,25; Al_2O_3 – 6,25; Fe_2O_3 – 4,04; FeO – 6,87; MnO – 0,19; MgO – 28,44; CaO – 4,19; Na_2O – 0,50; K_2O – 0,10; P_2O_5 – 0,04; SO_3 – 0,17; CO_2 – 0,25; nnn – 6,27; Σ – 99,44. Амфиболитов и габбро-амфиболитов (20 проб, вес %): SiO_2 – 50,04; TiO_2 – 1,55; Al_2O_3 – 14,82; Fe_2O_3 – 3,81; FeO – 8,20; MnO – 0,18; MgO – 6,34; CaO – 8,89; Na_2O – 2,04; K_2O – 0,73; P_2O_5 – 0,22; SO_3 – 0,11; CO_2 – 2,22; nnn – 1,81; Σ – 101,07. Комплекс раннепротерозойским датируется ввиду стратифицированного положения в нижнепротерозойских отложениях с переходом в вверхах к малоглубинным мелкозернистым, и далее сменяются их эффузивными аналогами с реликтовой миндалекаменной текстурой и реликтовой гиалопилитовой и интерсертальной структурами. K-Ar радиологические определения возрастов перидотитов и габброамфиболитов показали 1928-2025 млн лет [1, 3]. U-Pb датирование по циркону из вмещающих метаморфитов показало 2360 +90 млн лет [6] и 1928-2440 млн. лет [1].

Петротипической местностью шаманихинского комплекса является шаманихинский район. Его породы развиты и южнее, а порфироиды восточнее. Гнейсограниты выявлены и на севере террейна по правобережью р. Левая Каменка в виде межпластовых интрузивов (5-20 м) протяженностью более 200 м среди кристаллических сланцев каменской свиты [2, 3]. Гнейсограниты Шаманихинского района представляют собой конкордантные и дискордантные интрузивные тела, протягивающиеся на десятки километров в толще каменской (оссалинской) свиты и залежей чилистяхского комплекса. Мощность силлов 5 - 600 м, протяженность до 25 км. Порфироиды так же слагают силлы. Снизу-вверх по разрезу гнейсограниты постепенно уменьшаются в мощности и кристаллической зернистости и сменяются порфироидами. Гнейсограниты средне-крупнозернистые и грубокристаллические параллельно-полосчатые гнейсовидные.

Контакты гнейсогранитов и порфироидов с вмещающими породами резкие, часто рвущие. Их апофизы проникают в перидотиты и цементируют катаклазированные породы.

Химический состав гнейсогранитов (11 проб, вес %): SiO_2 – 75,73; TiO_2 – 0,25; Al_2O_3 – 11,96; Fe_2O_3 – 1,04; FeO – 1,52; MnO – 0,03; MgO – 0,25; CaO – 0,60; Na_2O – 2,74; K_2O – 5,08; P_2O_5 – 0,03; SO_3 – 0,10; nnn – 0,60; Σ – 99,94. Порфироидов (7 проб, вес %): SiO_2 – 75,56; TiO_2 – 0,41; Al_2O_3 – 11,52; Fe_2O_3 – 2,15; FeO – 0,97; MnO – 0,05; MgO – 0,59; CaO – 0,95; Na_2O – 2,03; K_2O –

4,58; P_2O_5 – 0,08; nnn – 0,80; Σ – 99,69. Они характеризутся высокой калиевой щелочностью, пересыщенностью кремнеземом.

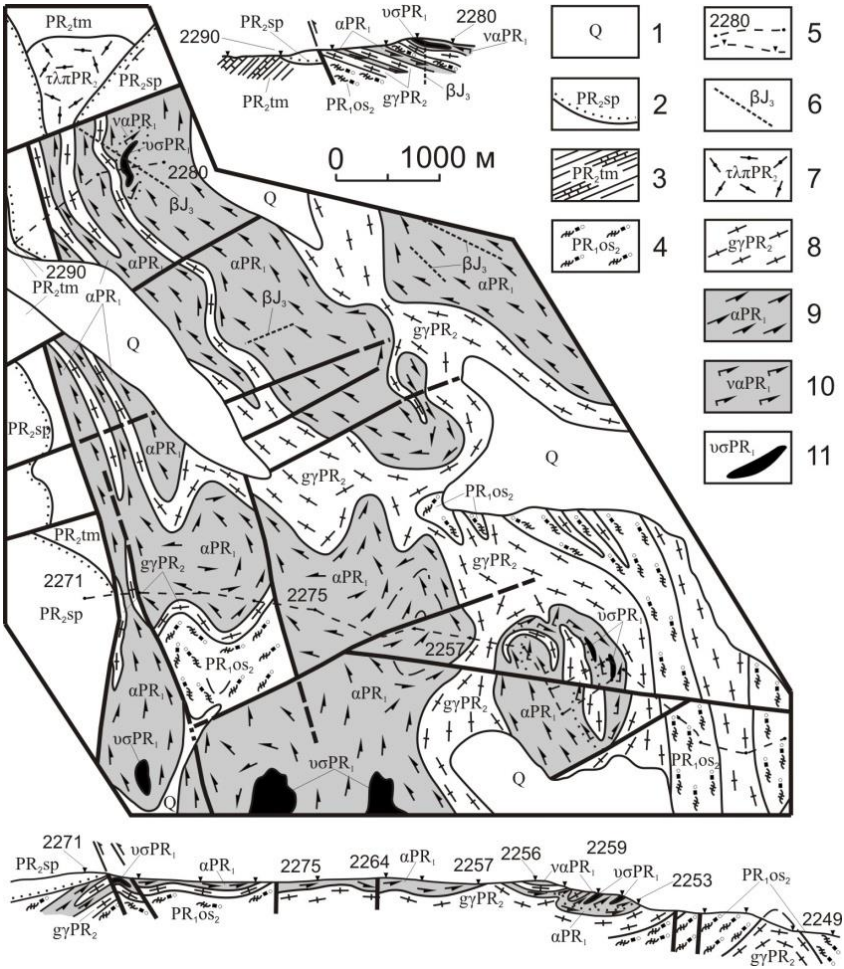


Рис. 1. Строения чилистяхского и шаманихинского комплексов.

1 – четвертичные отложения. Аллювиальные галечники и солифлюкционные суглинки; 2 – спиридоновская свита. Кварцитовидные песчаники, реже алевролиты; 3 – тумусская свита. Известняки, пестроцветные алевролиты, реже кварциты; 4 – оссалинская свита. Нижняя подсвита. Серицит-кварцевые и серицит-кварц-гранатовые сланцы, прослои кварцитов; 5 – точки геологических наблюдений, их номера и линии маршрутов на карте и в геологических разрезах; 6 – дайки

долеритов; 7 – субвулканическое тело трахириолитовых порфиритов хагдонского комплекса; 8 – конкордантные интрузии гнейсогранитов шаманихинского комплекса; 9 – силлы амфиболитов роговообманковых и гранатовых чилистяхского комплекса; 10 – силлы габбро-амфиболитов чилистяхского комплекса; 11 – линзообразные тела перидотитов (гарцбургиты с зонами оливинитов) чилистяхского комплекса.

Комплекс датируется позднерифейским: 1) породы комплекса метаморфически не изофациальны с породами чилистяхского комплекса и вмещающих нижнепротерозойских толщ; 2) гнейсограниты наложены на чилистяхский комплекс уже претерпевший региональный метаморфизм амфиболитовой фации; 3) порфироиды шаманихинского комплекса прорывают средне- и верхнерифейские толщи.

Литература:

1. Протопопов Р.И. Метаморфизм Приколымского поднятия // Отечественная геология. 1997. № 2. С. 44-48.
2. Протопопов Р.И. Девонские и меловые гранитоиды Приколымского поднятия. Якутск: Изд-во Академии наук Республики Саха (Якутия). 2010. 147 с.
3. Протопопов Р.И., Кириллин Н.Д. Развитие магматизма Приколымского поднятия // Магматические комплексы рудных районов Северо-Востока СССР и их крупномасштабное геологическое картирование. Магадан, 1991. С. 25-33.
4. Протопопов Р.И., Кириллин Н.Д. Стратиграфическая схема докембрия Приколымского поднятия // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин севера пацифики. Материалы Всероссийского совещания, посвященного 90-летию академика Н.А. Шило. Том 1. Магадан. 2003. С. 93-96.
5. Тектоника, геодинамика и металлогения Республики Саха (Якутия). М.: МИАК «Наука / Интерпериодика». 2001. С. 226-231.
6. Щербакова И.П., Березнер О.С., Беус В.А., Ткаченко В.И. Дорифейский магматический комплекс в Приколымье. Москва (Тезисы доклада), 1988, с.75.

ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ РУДОНОСНОСТИ

Прусская С.Н.
Сибирский федеральный университет, г. Красноярск, prusskaja@yandex.ru

Район исследований включает Приенисейскую полосу правобережья р. Енисей, бассейн приустьевой части р. Нижней Тунгуски. Исследовано

более 15 площадей Курейской синеклизы, Бахтинского мегавыступа и сопряженных структур. Пробурено порядка тысячи скважин глубиной 1,2-1,5 км и не менее 20 скважин глубиной 2,5-5 км. Скважинами вскрыт разрез от четвертичных отложений до протерозойских пород кристаллического фундамента (граниты и гранито-гнейсы зафиксированы параметрическими и разведочными скважинами Тоначинской-7; Моктаконскими - 2,3,6; Марской – 217 и Кочумдекской – 1). Получен интереснейший уникальный материал по особенностям глубинного строения территории, насыщенности разреза осадочных образований породами трапповой формации. Суммарная мощность интрузий до глубины порядка 4,5 км составляет треть вскрытого разреза, независимо от стратиграфического уровня локализации. Работами сейсморазведки МОВ и бурения по подошве нижнекембрийских отложений (отражающий горизонт Б) закартировано несколько крупных надпорядковых структур, среди которых наиболее насыщенными трапповыми базитовыми и гипербазит-базитовыми интрузиями являются Курейская синеклиза и Бахтинский мегавыступ. Установлена различная (от 8,9 до 67,9 %) степень насыщенности (заражённости) осадочного чехла интрузиями [1, 2, 4, 5, 6]. Бахтинский мегавыступ является наиболее крупной (около 90 тыс. км^2) положительной структурой, выделенной по результатам сейсморазве-дочных работ с учетом комплекса гравиразведки, магниторазведки и бурения (IV отражающий горизонт в кровле платоновской – мотской свит нижнего кембрия). Тутончано-Тунгусская ослабленная зона (восточная часть мегавыступа) интерпретируется как область широкого развития секущих и пластовых трапповых тел. Выполненные расчеты показали, что в западной части Сибирской платформы на площади до 804 тыс. км^2 в разрезе осадочного чехла содержится довольно значительный объем интрузивных траппов, равный 366,2 тыс. км^2. Подобные масштабы проявления базитового магматизма обусловили формирование тектоно-магматических структур со своеобразным строением. Своеобразие обусловлено каркасоподобным расположением силлов (с секущими формами) разнофазных магматических комплексов. Пластовые интрузии находятся в сложном соотношении с ветвящимися дайковыми, штоковыми телами и апофизами, хонолитоподобными формами сложнопостроенных крупнообъемных базитовых и базит-гипербазитовых интрузий [1,5]. Проведенный комплекс структурно-колонкового и глубокого бурения показал, что такая высокая насыщенность-«заражённость» трапповыми интрузиями разреза осадочного чехла характерна для различных районов запада Сибирской

платформы и колеблется на разных площадях в среднем от 8,5 до 34 % (район р. Сухая Тунгуска - 8,5-10,0%, на Алюнской площади - 11%, а в среднем течении р. Нижней Тунгуски она достигает 12 %). Самая высокая «заражённость» отмечена в районе Большого Порога (р. Нижняя Тунгуска) скв. БП-1 и на Тутончанской разведочной площади - 35,6 %. Для разреза верхней части чехла характерно наличие серии пластовых интрузий, залегающих в виде «этажерки», одна над другой и разделенных пластами осадочных пород. Блоки с максимальной «зараженностью» контактируют с блоками, где зафиксированы одиночные интрузии, либо они вовсе отсутствуют. Подобная «клавишная» структура разреза осадочного чехла свидетельствует о существовании длительно действующих магмовыводящих каналов в эпоху напряженного геодинамического режима (ранняя пермь-поздний триас), по которым с различными перерывами происходил подъем трапповой магмы. Блоки с максимальным насыщением разреза чехла трапповыми базитовыми интрузиями представляют собой своеобразные тектоно-магматические узлы, имеющие различную морфологию поверхности. Отмечаются овальные либо изометричные, с поперечником 15-25 км своеобразные узловые структуры. Подобное строение верхней части осадочного чехла закартировано в районе п. Ванавара (р. Подкаменная Тунгуска). Н.Л. Сапронов выделил эти структуры в качестве крупных многофокусных палеовулканических или вулкано-тектонических структур [7]. В пределах изученного района с учетом классификации [4] выделяются и прослеживаются следующие типы интрузий [5, 6]:

I. Недифференцированные или слабодифференцированные интрузии пород нормального ряда. Катангский тип.

II. Сложнопостроенные расслоенные дифференцированные интрузивы пород нормального и магнезиального ряда. Крупнообъемные тела. Онёкский тип. Онёкский интрузив и его апофизы.

$II_{(1)}$ Дифференцированные и слабодифференцированные интрузии пород нормального и магнезиального ряда. Холминский подтип Онёкского типа.

III. Секущие, моноструктурные тела, сопоставимые с Агатским дайковым типом. Прослежены секущие взаимоотношения их с телами II и I типов.

IV. Расслоенные крупнообъемные интрузивы повышенной железистости, сопоставимые с Кузьмовским типом. Ясенгский, Анакитский и Максимовский интрузивы.

Разрезами скважин структурно-колонкового бурения вскрыты различные по мощности, в том числе и дифференцированные расслоенные интрузии, повышенной магнезиальности, сопоставимые с интрузивами Онёкского интрузивного типа [5]. Изученные петрохимические особенности гипербазит-базитовых интрузий западной части Сибирской платформы свидетельствуют о наличии сходства основных петрохимических параметров с основными расслоенными интрузивами Норильского района. Согласно результатам наших исследований, интрузивы Онёкского типа образовались из исходного магнезиального расплава (около 9,26±2,68 мас´ % MgO), изменяясь в породах от 3,33 до 17,94 мас´ %. Это свидетельствует о достаточно высокой степени внутрикамерной дифференциации и близости их к расслоенным интрузиям Норильского типа. Онёкский интрузивный тип, с учетом его изученности, следует рассматривать как эталон крупнообъемных проявлений интрузивного траппового магматизма на Сибирской платформе. Очевидно, что формирование таких тектоно-магматических структур (Онёкский расслоенный интрузив, расслоенные интрузивы Таначи-Моктаконской, Сурингдаконской и другие разбуренных площадей), по-видимому, связано с глубинными мантийными процессами, с развитием магматических очагов, с деформацией над ними пород литосферы и осадочного чехла.

По имеющимся парагенезисам [5] прослеживается эволюция рудно-магматической системы от высокотемпературных вкрапленников магматической стадии до низкотемпературных гидротермальных проявлений. Крупных скоплений сульфидных медно-никелевых минералов в интрузиях Онёкского типа пока не выявлено, что связано с низкой изученностью территории. Открытие месторождений сульфидных руд Норильского типа (Западная часть Сибирской платформы) - вопрос времени и финансирования геолого-поисковых и научно-исследовательских работ.

Литература:

1. Васильев Ю.Р., Золотухин В.В., Феоктистов Г.Д., Прусская С.Н. Оценка объемов и проблемы генезиса пермотриасового траппового магматизма Сибирской платформы. Геология и геофизика. - 2000 г., № 12, 1696-1705 с.

2. Васильев Ю.Р., Медведев А.Я., Прусская С.Н., Мазуров М.П., Альмухамедов А.И. Онёкский интрузивный комплекс - новый структурный тип крупнообъемных проявлений интрузивного траппового магматизма на Сибирской платформе. Геология и геофизика. - 2008 г., т. 49, № 5, 395-410 с.

3. Мазуров М.П., Васильев Ю.Р., Прусская С.Н. Минерагения Онёкского траппового комплекса (Сибирская платформа). Петрология магматических и метаморфических комплексов. - Томск, ТГУ, 2009 г., вып. 7, 221-223 с.

4. Прусская С.Н., Васильев Ю.Р. Крупнообъемные базитовые и гипербазитовые интрузивы перспективных площадей Западной части Сибирской платформы (петрология, динамика становления). Петрология магматических и метаморфических комплексов. - Томск: ЦНТИ, 2005 г., 119-124 с.
5. Прусская С.Н. Петрология и структурное положение интрузивных траппов запада Сибирской платформы. Красноярск: СФУ, 2008 г., 247 с.
6. Прусская С.Н. Структурные условия локализации базитовых интрузивных комплексов, перспективных на Cu-Ni оруденение (Запад Сибирской платформы). Сборник докладов IV международного конгресса «Цветные металлы». - 2012 г., 63-68 с.
7. Сапронов Н.Л. Древние вулканические структуры на юге Тунгусской синеклизы (Сибирская платформа). Новосибирск: Наука, 1986г., 135 с.

ГЕОХИМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА С ПРИМЕНЕНИЕМ НОВЫХ И РЕТРОСПЕКТИВНЫХ ДАННЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКОВ

Пуляев Н.А.
Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск, pna-s-vfu@mail.ru

Совершенствование металлогенического анализа и повышение эффективности прогнозирования месторождений полезных ископаемых основывается на углубленном изучении пространственно-временных закономерностей распределения, миграции и концентрации химических элементов (ХЭ) в различных типах формаций и геологических структуртакже и с применением данных геохимических поисков [1]. Особое значение имеет установление таких закономерностей для докембрийских областей, характеризующихся полициклическим типом геологического развития.

Анализ пространственно-временных закономерностей распределения рудных и петрогенных ХЭ нами осуществлен на базе ретроспективных геохимических данных, полученных в результате геохимических поисков в период с 1975 по 2015 годы. После приведения данных разных лет к виду, пригодному для совместной автоматизированной обработки, были построены модели полиэлементных геохимических картна территорию Алдано-Станового щита (АСЩ) и карты-врезки на отдельные

перспективные площади. Модели карт построены с применением математических методов моделирования, реализованных в алгоритмах программ автоматизированной системы GEORUN [4]. Построение карт основывалось на принципах геохимического картирования и районирования, разработанных во ВСЕГЕИ [3]. Важное значение таких карт для решения целого ряда прогнозных и поисковых задач было показано автором в предыдущих опубликованных работах [4].

Полиэлементная геохимическая карта АСЩпостроена на геолого-формационной основе [2]. Геохимическая нагрузка этой карты отражает следующие характеристики: геохимические типы ассоциаций ХЭ; уровни накопления элементов в горных породах; степень однородности распределения элементов в горных породах; геохимическую специализацию горных пород, формаций и структурно-вещественных комплексов (СВК); локальные высококонтрастные комплексные аномалии рудогенных ХЭ.

Основным результатом проведенных исследований стало новое геохимическое районирование территории АСЩ, что позволило уточнить ранее установленные границы геохимических подразделений, провести прогнозную оценку территории с учетом новых данных и выявить геохимические подразделения следующих рангов: геохимические провинции и пояса, геохимические области, геохимические районы и зоны.

Подобные геохимические подразделения выделены для разных уровней накопления химических элементов, а именно для кларкового и выше кларкового ($2<R<5$) специализированных комплексов ($5<R<10$) и локальных концентраций ($R\leq10$) [3]. Было отмечено, что с увеличением коэффициента накопления уменьшаются геометрические параметры геохимических подразделений, особенно в ранге районов и зон, а иногда изменяется и геохимический тип ассоциаций элементов в направлении его упрощения (например, лито-халькофильный к халькофильному и др.) при неизменной пространственной соподчиненности подразделений. На карте показана взаимосвязь геохимических и металлогенических подразделений в ранге районов и зон, которые входят в состав таких крупных геохимических подразделений первого порядка, как Становой геохимический пояс и Алданская геохимическая провинция.

Становой геохимический пояс пространственно совпадает с одноименной тектоно-магматической областью. Его геохимический облик определяется сочетанием широкого спектра геохимически разнотипных геологических формаций [2]. В западной части пояса преимущественно

развиты верхнеархейские метаморфические образования амфиболитовой фации олёкминской серии и гранито и дымигматит-плагиогранитовой формации, которые имеют контрастный лито-халькофильный облик и специализированы на молибден. В центральной части пояса развиты нижнеархейские метаморфические породы гранулитовой фации курультинской серии, характеризующиеся литофильной ассоциацией элементов и специализацией на Mo, Y, Yb, La. В пределах восточного фланга Станового пояса главную роль играют образования габбро-анортозитовой формации с контрастной халько-сидерофильной ассоциацией элементов и специализацией на медь. Гранитоиды гранодиорит-гранитовой и гранитовой формаций мезозоя характеризуются преимущественно ассоциациями элементов лито-халькофильного типа (Mo, Pb, Cu). Таким образом, Становой геохимический пояс в целом может быть охарактеризован как смешанный сидеро-лито-халькофильный дифференцированный. Лито-сидеро-халькофильный обликэтого пояса отчетливо вырисовывается и на карте локальных аномалий. В его составе выделяется серия геохимических зон: Имангрская, Каларо-Дарынюряхская, Ларбинская, Чильчинская и Джанинская [4].

Алданская геохимическая провинция в целом дито-сидеро-халько-фильного дифференцированного типа. Пространственно совпадает с территорией АСЩ. Она подразделяется на четыре геохимические области, которые названы Витимо-Олёкминской, Алдано-Тимптонской, Тимптоно-Учурской и Маймакано-Батамгской [1].

Интегральное геохимическое поле АСЩ формировалось в течение длительного времени от архея до мезозоя включительно. При этом каждая четко фиксируемая геологическими событиями временная эпоха была в определенной степени геохимически индивидуальна. Возрастные рубежи выделяемых геохимических эпох накопления металлов и чередование типов подготовительных и собственно рудообразующих процессов определяются сменой геотектонических режимов в развитии региона [5].

1. Раннеархейская геохимическая эпоха имеет отчетливый лито-сидерофильный облик. Ведущая сидерофильная составляющая обусловлена широким развитием в составе супракрустального комплекса кристаллических сланцев основного состава, имеющих первично базальтоидную природу. Более поздние процессы ультраме-

таморфогенного гранитообразования привели к дифференциации химических элементов сидерофильной группы - прежде всего железа, магния и отчасти титана, с образованием ультраметаморфогенно-метасо- матических локальных концентраций железа (титано-магнетитовые руды) и магния (флогопит). Ультраметаморфогенные гранитоиды одновременно обогатились TR, Mo и отчасти Pb.

2. Позднеархейско-раннепротерозойская геохимическая эпохасидеро-лито-халькофильного облика характеризуется ослаблением сидерофильной составляющей. Локальные высокие концентрации железа, титана и ванадия связаны частично с железистыми кварцитами борсалинской серии, а в основном с интрузиямититано-магнетитовоносных анортозитов и ультрабазитов. Эти же интрузии внесли существенный вклад в халькофильную составляющую рассматриваемой эпохи (медь). Ультраметаморфогенное гранитообразование этой эпохи способствовало дифференциации и частичному накоплению литофильных элементов: Mo и TR.

3. Протерозойская геохимическая эпоха имеетлито-халькофильную специализацию. Халькофильная составляющая (Cu) сильно проявлена как в осадочно-вулканогенных образованиях (удоканская серия), так и в интрузивных породах базитового петрохимического профиля (чинейский комплекс габбро-норитов). Гранитоиды этой эпохи отчетливо литофильны (Mo, TR, Zr, Sn, Nb, P). Особый интерес представляют апатитоносные сиенито-диориты чульманского (амутского) комплекса. Гидротермально-метасоматическая деятельность протерозойской эпохи продуцировала локальные концентрации рудных элементов главным образом литофильной группы (редкие металлы, фосфор).

4. Позднепротерозойско-палеозойская сидеро-литофильная геохимическая эпоха играет подчиненную роль. Локально проявленные интрузии щелочно-ультраосновного состава специализированы на Cr, Ti, а граниты и сиениты ингамакитского комплекса - на Mo. Эти элементы и образуют локальные аномалии рассматриваемой геохимической эпохи.

5. Мезозойская лито-халькофильная геохимическая эпоха вносит существенный вклад в структуру интегрального геохимического поля АСЩ. Главную роль играла гидротермально-метасоматическая деятельность, производными которой являются многочисленные локальные аномалии Mo, Pb, Cu и TR. Магматические образования щелочного и

кислого состава, а также осадочно-вулканогенные породы геохимически индивидуализированы слабее, хотя и они привносят в интегральное геохимическое поле лито-халькофильную компоненту. Таким образом, мезозойская геохимическая эпоха наиболее ярко проявляется на уровне локальных контрастных геохимических аномалий лито-халькофильной специализации.

Анализ построенных полиэлементных геохимических карт показал, что со временем изменялись не только элементный состав аномалий, но и структура интегрального геохимического поля. Последнее особенно отчетливо проявляется на карте локальных аномалий. Так, наиболее древние архейско-раннепротерозойские геохимические подразделения имеют широтную ориентировку и существенно сидерофильную геохимическую специализацию. Примерами таких структур является Становой геохимический пояс и Олёкмо-Гынымская геохимическая зона первого порядка. Эта зова протягивается в широтном направлении на расстояние свыше 600 км при ширине в 45-65 км. Структурно она совпадает с системой региональных глубинных разломов широтного направления. В целом же геохимические структуры на уровне геохимически специализированных геологических комплексов достаточно полно увязываются с выделяемыми в настоящее время в пределах АСЩ металлогеническими подразделениями и позволяют уточнить конфигурацию последних и наметить ряд потенциально рудных районов.

Литература:

1. Беляев Г.М., Великославинский С.Д., Зайцев B.G., и др. Геохимические критерии рудоносности геологических структур докембрия зоны БАМ // Металлогения раннего докембрияСССР. Л. Наука, 1984. 180-193.

2. Билибина Т.В., Дашкова А.Д. и др.Геологические формации и металлогения Алданского щита // Л.Недра,1976.339 с.

3. Принципы и методика геохимических исследований при прогнозировании и поисках рудных месторождений // под ред. Смыслова А.А., и др. Л. Недра, 1979. 248 с.

4. Пуляев Н.А. Геохимическая специализация и перспективы рудоносности структурно-вещественных комплексов Сутамского блока Алдано-Станового щита. Якутск. Изд-во ЯГУ, 2005. 21 с.

5. Смыслов А.А. Геохимические эпохи и провинции и их металлогеническая специализация // Проблемы геохимии. Л. Недра, 1975, с.5-18.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГРАНИТАХ РАССОШИНСКОЙ ЗОНЫ ОМУЛЕВСКОГО ПОДНЯТИЯ

Рогов А.В.[1], Сычев С.Н.[2,1], Лебедева О.Ю.[1,2], Ащаулова А.С.[2]
1 – Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург,
Aleksandr_Rogov@vsegei.ru, Olga_Lebedeva@vsegei.ru
2 – Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, s.sychev@spbu.ru, link-2014@mail.ru

В результате геолого-съемочных работ на северо-востоке Омулевского поднятия нами были изучены граниты хараулахского и рассошинского комплексов (рис. 1).

Граниты хараулахского комплекса слагают небольшой массив площадью 2 км^2 в районе хр. Гармычан, в правобережье р. Рассоха в 10 км ниже устья р. Хаханджа. Массив имеет в плане изометричную форму, слегка вытянутую в субширотном направлении, четкие, секущие контакты, падающие в сторону от интрузии. Центральная часть интрузии сложена биотитовыми и амфибол-биотитовыми гранитами, переходящими в краевых частях либо в гранодиориты, либо в гранит-порфиры, иногда в краевых частях наблюдаются маломощные жилы аплитов. В экзоконтакте вмещающие породы слегка ороговикованы, карбонатные породы скарнированы (линзы мощностью 1-2 м эпидотовых и диопсид-эпидотовых скарнов) Граниты – серые, зеленовато-серые, средне и мелкозернистые. Вкрапленники (до 0,5 см) в порфировидных разностях представлены альбитом (20-30%). Связующая масса сложена мелко-, либо среднезернистым гранитом. В СВ части массива возрастает роль рудных компонентов, среди которых преобладает магнетит. Вторичные изменения проявлены в хлоритизации темноцветных минералов и некоторой серитизации плагиоклазов.

Рассошинский гранитный массив, расположенный в бассейне среднего течения р. Рассохи, в 7 км ниже устья р. Булкут. Название комплексу дано по одноименному массиву. Массив имеет в плане почти изометричную форму, площадью около 18 км^2. Юго-западный контакт массива четкий, секущий, а северо-восточный тектонический Основная часть интрузива сложена светлыми розовато-серыми, средне- и крупнокристаллическими биотитовыми гранитами. Вдоль восточный контакта, совпадающего с надвигом, распространены катаклазированные разгнейсованные граниты.

Биотитовые гранитоиды рассекаются довольно частыми аплитовидными жилами и более редкими дайками массивных темно-зеленых микрокристаллических габброидов мощностью до 8-9 м. Габброиды и вмещающие их граниты вдоль контакта сильно рассланцованы и заметно эпидотизированы. Экзоконтакты сопровождаются ороговикованием (зоны до 40 м) терригенных вмещающих пород. Скарны со сфалеритом обычно диопсидовые с примесью гематита и пирита. Мощность зон скарнирования не более 2 м.

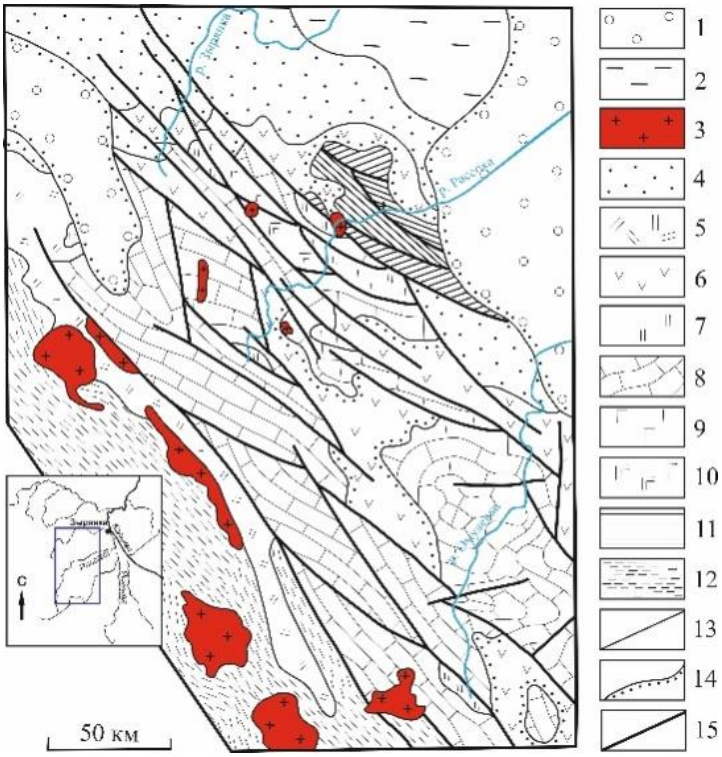


Рис. 1. Геологическая схема Омулевского поднятия: 1 –Рыхлые кайнозойские образования; 2 – Меловые угленосные образования Момо-Зырянской впадины; 3 – Массивы гранитоидов; 4 – Титонские терригенные образования; 5 – Киммеридж-титонские риолиты; 6 – Батнижнетитонские осадочно-вулкано-генные образования; 7 – Верхнепалеозойско-нижнемезо-зойские кремнисто-терригенно-вулкано-генные образования; 8 – Нижнесреднепалеозойские терригенно-карбонатные толщи; 9 – Верхне-силуриско-нижнедевонские терригенно-вулканогенные образования; 10 – Ордовикские терригенно-вулканогенные образования; 11 –

Средневерхнепалеозойские и нижнемезозойские осадочно-вулканогенные образования Арга-Тасской зоны; 12 – Триасово-юрские терригенные образования Верхояно-Колымской складчатой системы; 13 – Границы основных подразделений; 14 – Главные угловые несогласия; 15 – Разрывные нарушения.

Для гранитов, по данным Г.А. Гринберга [1] характерен парагенезис калинатрового полевого шпата (50-65%), кварца (25-30%), кислого плагиоклаза (3-15%) и биотита (до 3%).

По химическому составу граниты Рассошинского интрузива представляют собой лейкократовые пересыщенные кремнеземом породы с довольно низкими концентрациями железа и заметно повышенной щелочностью.

По материалам Е.П. Сурмиловой и Г.А. Максимовой [2] граниты и связанные с ними аплиты прорывают позднеюрскую илиньтасскую свиту. Кроме того, по составу, строению массива и особенностям химизма они сходны с Колымским комплексом гранитоидов, имевшим на тот период раннемеловой возраст. По последним полученным данным в ЦИИ ВСЕГЕИ U-Pb (SHRIMPII) датировкам возраст гранитов Рассошинского массива составляет 165.4 ±1.3 млн. лет (рис. 2, обр. L-17-8).

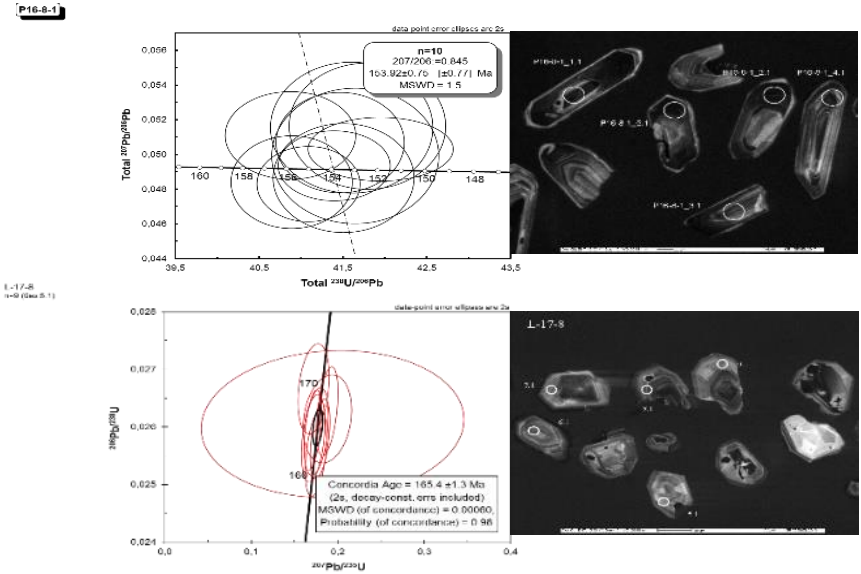


Рис. 2. Морфологические формы цирконов и диаграммы с конкордиями.

Таблица 1

Результаты U–Pb локального анализа цирконов из гранитов Хараулахского комплекса. Ошибка при калибровке стандарта 0.47%.

Spot	% $^{206}Pb_c$	ppm U	ppm Th	$^{232}Th/^{238}U$	ppm $^{206}Pb^*$	(1) $^{206}Pb/^{238}U$ Age		(2) $^{206}Pb/^{238}U$ Age		Total $^{238}U/^{206}Pb$	±%	Total $^{207}Pb/^{206}Pb$	±%
P16-8-1_1.1	0,36	965	459	0,49	20.3	155.3	± 1.2	155.4	±1.2	40.87	0.78	0.0511	2
P16-8-1_2.1	0,08	1448	680	0,49	30	153.8	± 1	153.8	±1	41.39	0.66	0.04934	1.7
P16-8-1_3.1	1,61	459	213	0,48	9.43	150	± 1.7	152	±1.4	41.79	0.91	0.0516	2.9
P16-8-1_4.1	0,46	769	426	0,57	16.2	155.1	± 1.2	155.9	±1.1	40.89	0.72	0.0484	2.3
P16-8-1_5.1	0,39	1187	654	0,57	24.8	154.42	±10	155.18	±0.96	41.09	0.61	0.04829	1.8
P16-8-1_6.1	0,32	396	174	0,45	8.18	152.5	± 1.5	152.8	±1.5	41.65	0.98	0.0499	3.2
P16-8-1_7.1	0,51	714	295	0,43	14.8	152.8	± 1.2	153.3	±1.2	41.47	0.75	0.0507	2.3
P16-8-1_8.1	0,47	577	302	0,54	11.9	152.8	± 1.3	153.6	±1.3	41.51	0.83	0.0486	2.6
P16-8-1_9.1	0,24	1514	871	0,59	31	151.5	± 1.3	151.6	±1.3	41.95	0.84	0.0503	1.5
P16-8-1_10.1	0,51	409	175	0,44	8.44	152.3	± 1.5	152.7	±1.5	41.6	0.95	0.0515	3

Таблица 2

Результаты U–Pb локального анализа цирконов из гранитов Рассошинского комплекса. Ошибка при калибровке стандарта 0.43%.

Spot	% $^{206}Pb_c$	ppm U	ppm Th	$^{232}Th/^{238}U$	ppm $^{206}Pb^*$	(1) $^{206}Pb/^{238}U$ Age		(2) $^{206}Pb/^{238}U$ Age		Total $^{238}U/^{206}Pb^*$	±%	Total $^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$	±%
L-17-8_5.1	0,33	1546	288	0,19	32,5	155,5	±1.6	155,4	±1.6	40,97	1,1	0,0496	3,3
L-17-8_7.1	0,00	507	244	0,50	11,1	162,6	±1.9	162,5	±1.9	39,15	1,2	0,0497	2,6
L-17-8_4.1	0,18	618	226	0,38	13,7	164,2	±1.9	164,5	±1.9	38,76	1,2	0,0482	3
L-17-8_8.1	0,00	650	213	0,34	14,4	164,2	±1.9	163,9	±1.9	38,77	1,1	0,0505	2,3
L-17-8_6.1	0,19	591	578	1,01	13,2	165,0	±1.9	165,0	±1.9	38,58	1,2	0,049	3,1
L-17-8_3.1	0,00	835	692	0,86	18,6	165,1	±1.8	165,4	±1.8	38,56	1,1	0.04782	2,1
L-17-8_9.1	5,65	325	121	0,39	7,72	165,8	±3.3	164,8	±3.3	38,39	2,0	0,054	32
L-17-8_1.1	0,58	579	242	0,43	13,1	166,3	±2	165,8	±1.9	38,26	1,2	0,052	5,9
L-17-8_2.1	0,00	534	382	0,74	12	167,2	±1.9	166,6	±1.9	38,07	1,2	0,0519	2,4
L-17-8_10.1	0,31	569	258	0,47	13,1	169,6	±2	170,2	±2	37,51	1,2	0,0468	4,1

Таким образом, возраст массива изменился с раннемелового на средне-позднеюрский. Возрастные характеристики гранитов хараулахского комплекса указывают на позднеюрский возраст и составляют 153.9 ±0.75 млн. лет (рис. 2, обр. P16-8-1). Результаты U–Pb локального анализа цирконов представлены в таблицах 1 и 2.

Литература:

1. Гринберг Г.А. Позднемезозойские формации гранитоидов Северо-Востока СССР // Магматизм Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1973. С. 9-26.

2. Сурмилова Е.П., Максимова Г.А. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000 (первое поколение). Серия Среднеколымская, Лист Q-55-XXIX, XXX (Устье р. Булкут). Объяснительная записка. М.: Объединение «Аэогеология», 1987. 115 с.

ПЕТРО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД НАЛЬЧАНСКОГО РЯДА ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ

Роев С.П.
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 разлома, по которому палеозойские карбонатные породы надвинуты на юрскую терригенную толщу. С юга на север здесь вскрываются: Джептогунская группа штоков, Джебдыгинский массив и массив Чук.

Джептогунская группа штоков обнажается в междуречье Джептогун-Нангонджа среди песчано-сланцевых отложений юры. Насчитывается 11 выходов площадью от первых сотен квадратных метров до 2,5 км^2. Они сложены преимущественно мелкозернистыми диоритами, габбродиоритам и тоналитам. Менее распространены более поздние гранодиориты.

Джебдыгинский массив площадью выхода 17 км^2 локализован непосредственно в зоне Нальчанского надвига в верховьях руч. Джебдыга. Выход его куполовидный с крутизной боковых контактов до 40°. Эродирован слабо, на водоразделах сохраняются остатки кровли карбонатных и терригенных пород. В составе массива преобладают гранодиориты, включающие многочисленные ксеноблоки мелкозернистых диоритов, в свою очередь, включают ксеноблоки среднезернистых габбро.

Наиболее крупный по площади *Чукский* массив (39 км^2) в плане имеет близкую к Т-образной форму, обусловленную становлением в зоне сопряжения субмеридионального и субширотного нарушений. Преобладающими породами здесь также являются гранодиориты, иногда фациально сменяющиеся кварцевыми диоритами, тоналитами.

В эндо- и экзоконтактовых ореолах всех изученных массивов формации и вдоль рассекающих их тектонических нарушений развиты зоны пропилитизации, окварцования и сульфидизации, несущие золотую и оловянную минерализации.

Одноименные разности пород всех массивов обладают общностью петрографического состава, текстурно-структурных особенностей и типоморфизма минералов, что позволяет дать их сводное описание.

Габбро и габбродиориты обладают габброофитовой, диабазовой, участками пойкилоофитовой и микропегматитовой структурой. Они сложены основным плагиоклазом и амфиболом, с подчиненным количестом пироксена и биотита, иногда содержат до 2% кварца и кварц-калишпатовых пегматоидных срастаний.

Диориты и кварцевые диориты - призматическизернистые, гипидиоморфнозернистые; в эндоконтактах массивов и в дайках - невадитовые, с микрогипидиоморфной и криптовой основной массой. От габброидов они отличаются меньшим суммарным содержанием темноцветных минералов (в среднем, 30%) при большем - кварца и биотита (13% и 9%) и стабильной примесью калишпата (в среднем, 0,8%).

Гранодиориты, тоналиты, плагиограниты и граниты часто различаются между собой лишь количественными соотношениями салических минералов. Породы в центральных частях интрузивных выходов среднезернистые, с гипидиоморфнозернистой и аллотриоморфнозернистой структурой. В эндоконтактых - мелкозернистые, иногда такситовые, порфировые; основная масса аллотриоморфнозернистая, пойкилитовая.

Химизм рассматриваемых пород характеризуется низкой щелочностью и повышенной глиноземистостью (таблица). Следует отметить также низкое содержание кремнезема в среднем составе гранодиоритов и тоналитов (SiO_2=65,01-66,26%). Тренд эволюции составов на диаграмме AFM - промежуточный между толеитовым и известково-щелочным и близок тренду орогенных ассоциаций. На диаграмме Л.С. Бородина [1] точки составов пород формации локализуются в нижней части поля известково-щелочных серий с отклонениями к известковой низкощелочной. Геодинамические условия формирования соответствовали, главным образом, обстановке доплитной коллизии [4].

По петрохимической специфике, преобладанию амфибола среди темноцветов, по типоморфным особенностям акцессорных минералов породы изученных массивов могут быть сопоставлены с производными

габбро-плагиогранитной формации поздних стадий развития островных дуг, но заметно отличаются от них преобладанием гранодиоритов над плагиогранитами, повышенными содержаниями K и Rb, приближаясь по этим параметрам к раннеорогенным габбро-гранитным формациям [3].

Таблица

Петро- и геохимический состав магматических пород Нальчанского ряда

Массив	Джебдыгинский			Джептуган		Чук	
Порода	Габбро	Диориты	Гранодиорит	Диориты	Тоналит	Диориты	Гранодиорит
n	1	4	1	5	1	12	2
1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	52,98	58,40	65,00	55,09	65,60	60,61	66,12
TiO_2	0,75	0,90	0,56	0,80	0,74	0,71	0,46
Al_2O_3	16,08	16,08	16,20	16,56	16,30	16,62	16,47
Fe_2O_3	0,53	0,41	0,84	1,43	0,48	0,88	0,45
FeO	7,92	3,38	2,51	6,66	3,02	4,88	3,27
MnO	0,11	0,06	0,01	0,08	0,08	0,06	0,04
MgO	7,85	4,93	3,00	5,09	3,21	3,02	2,75
CaO	8,78	10,09	2,80	7,13	4,00	4,67	4,21
Na_2O	1,86	1,56	4,85	2,10	2,86	2,37	2,54
K_2O	1,11	0,90	1,70	1,66	1,07	2,67	3,31
P_2O_5	0,12	0,11	0,13	0,13	0,15	0,16	0,10
F	0,15	0,09	0,20	0,07	0,13	0,08	0,09
H_2O^-	0,33	0,26	0,10	0,22	0,10	0,21	0,15
H_2O^+	0,78	1,82	2,08	2,45	2,64	2,11	1,12
CO_2	0,26	0,58	0,10	0,43	0,10	0,47	0,21
S	не обн.	0,07	0,07	0,05	0,02	0,02	0,02
Сумма	99,18	99,38	100,05	99,73	100,40	99,33	100,16
Элементы, г/т, Au - мг/т							
B	32	41	36	31	49	19	26
Li	"-"	34	56	57	63	45	51
Rb	"-"	18	155	105	46	72	109
Sr	230	240	250	298	400	235	220
Ba	460	1280	"-"	1238	740	1088	1090
Sn	4,7	8,1	4	28	9,7	5,9	3,7
Pb	18	26	25	38	40	16	23
Zn	143	129	55	195	200	68	68
Ag	0,07	0,18	0,3	0,1	0,07	0,1	0,05
Au	7	5	6	7,6	10	4,7	50

V	190	156	134	168	89	102	74
1	2	3	4	5	6	7	8
Co	38	21	4	21	19	18	10
Ni	92	37	38	41	64	37	41
Cr	450	185	140	246	230	131	190
Nb	4	9	8	10	10	10	10
Sc	40	27	22	32	20	20	17

прочерк - нет данных

Распределение элементов-примесей в габброидах и диоритах отвечает геохимическим типам базальтов и андезитов активных континентальных окраин [2], а в гранодиоритах и гранитах - геохимическому типу гранитоидов андезитового ряда. При этом для пород массивов Нальчанского ряда обнаруживаются отклонения к гранитоидам латитового ряда. Породы массивов Нальчанского ряда обогащены - Sn (Kk=3-20), W (Kk до 3), Pb (Kk=2) и иногда (в гранодиоритах Джептогунских штоков) - Cu (Kk=2). Общим для всех пород формации является геохимическая и металлогеническая специализация на Au, выраженная в его повышенных средних содержаниях, перераспределении в процессе эволюции расплавов, интенсивном привносе при автометасоматозе, в присутствии самородного золота в акцессорных фракциях. В сочетании с высоким потенциалом кислорода и высокой активностью HCl при кристаллизации это определяет генерацию золоторудных проявлений, широко развитых в ореолах изученных массивов.

Исследование выполнено по плану НИР ИГАБМ СО РАН (проект 0381-2016-0001)

Литература:

1. Бородин Л.С. Петрохимия магматических серий. М.: Наука, 1987. 241 с.

2. Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. - 199 с.

3. Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. - М.: Мир, 1983. - 488 с.

4. Batchelor R.A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. - Chem. Geol., 1985, v. 48. - P. 43-55.

ВЛИЯНИЕ МАГМАТИЗМА НА СТРОЕНИЕ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Севостьянова Р.Ф., Ситников В.С.
Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск, rose_sevos@mail.ru

В пределах рассматриваемой территории по данным геологосъемочных исследований, колонкового и глубокого бурения, а также по материалам геофизических работ отмечается достаточно широкое развитие основных пород трапповой формации. Все они, включая многочисленные пластовые тела, выходящие на дневную поверхность в северо-западной части региона, относятся к интрузивной фации [1]. Траппы сложены, в основном долеритами и габбро-долеритами и представлены преимущественно гипабиссальными формами, согласно и несогласно залегающими среди вмещающих их пород. Секущие интрузии (дайки, жилы и пр.) фиксируются, главным образом, по данным аэромагнитных исследований. Дайки располагаются, как правило, линейно вытянутыми группами, приуроченными к разломам и зонам дробления. Характерной особенностью является наличие даек лишь в северной части и, частично, центральной частях исследуемой территории. Широко развитой формой внедрения траппов в регионе являются пластообразные интрузии (силлы). Они залегают слабо наклонно среди осадочных пород различного литологического состава. Их положение в разрезе в значительной степени согласуется со структурным планом вмещающих отложений. При бурении глубоких скважин трапповые тела встречены на различных стратиграфических уровнях венд-кембрийского разреза. На северо-западе территории они вскрыты колонковыми скважинами в верхнепалеозойских отложениях. Здесь же отмечаются многочисленные выходы их на поверхность.

В последние годы вопросам траппового магматизма в связи с нефтегазоносностью Непско-Ботуобинской антеклизы и прилегающих районов в различной степени были посвящены исследования А.О. Ефимова, Э.А. Базанова, Г.П. Вдовыкина, В.И. Городничего, Д.И. Дробота, В.В. Казаринова, М.Л. Кокоулина, Н.В. Мельникова, А.В. Мигурского, Т.В. Одинцовой, В.С. Ситникова, В.С. Старосельцева, А.В. Хоменко и др.

В связи с положением на стыке крупнейших структур, с формирование которых в различные геологические периоды сопровождалось на активной

магматической деятельностью. Достоверно установленными в настоящее время можно считать лишь пермотриасовый возраст траппов на территории Тунгусской синеклизы и среднепалеозойскую датировку магматических образований, изученных в пределах Вилюйско-Мархинской магмоподводящей зоны и в целом вдоль северо-восточной границы Патомско-Вилюйского авлакогена [3].

Данные, имеющиеся непосредственно по территории Тунгусской синеклизы и среднепалеозойской, и раннемезозойской.

В среднем течении р.Лена (от устья р.Витим до дер. Нохтуйск) в отложениях нижнего кембрия отмечен ряд протяженных трапповых тел мощностью преимущественно 10-20 м, реже до 100 м. Косвенным доказательством кембрийского времени внедрения силлов является присутствие дресвы диабазов в отложениях толбачанской свиты нижнего кембрия; наличие в разрезе чарской свиты "карманов", заполненных брекчиями с обломками долеритов [1].

Достаточно определенно решается вопрос о возрасте траппов, развитых в северо-западной части региона. Эти образования связаны, очевидно, с магматическими процессами, протекавшими в Тунгусской синеклизеи достигшими апогея по интенсивности проявления и площади распространения в раннем триасе. Приуроченность указанной территории к окраинной части синеклизы обусловила формирование здесь многочисленных трапповых тел, установленных как на поверхности, так ив более глубоких частях разреза. На наш взгляд, к их числу относятся также силлы, вскрытые скважинами на Кубалахской, Сюльдюкарской, Мирнинской (Иреляхской) и Отулахской площадях. Они залегают здесь на границе между верхним и нижним палеозоем и в отложениях чарской свиты нижнего кембрия.

Юго-восточная граница области развития траппов раннемезозойской генерации имеет достаточно отчетливо выраженный линейный характер и совпадает, видимо, с глубинным разломом. Вблизи от нее в нижнем и среднем течении р.Большой Ботуобии в поле развития выходов траппов указанного возраста на поверхность отмечены многочисленные следы постмагматической гидротермальной деятельности [1].

Своеобразие геологического разреза, представленного в его наиболее интрудированной части переслаиванием карбонатных и соленосных пачек и, вместе с тем, его выдержанность по площади обусловили наличие в регионе целого ряда стратиграфических уровней, наиболее благоприятных для внедрения магмы. Относительно простой структурный план в период

внедрения и, в частности, закономерное воздымание слоев на территории, прилегающей к зоне внедрения, к северу и востоку, привели витоге к формированию единого регионального силла или серии протяженных трапповых тел, пространственно приуроченных к единой магмаподводящей зоне. Выделенный региональный силл (трапповая зона) по данным бурения находит свое продолжение далее к юго-западу на территории Иркутской области, сохраняя при этом линейность в распространении.

В пределах рассматриваемой территории траппы указанной зоны (вскрыты на Среднеботуобинской, Тас-Юряхской, Юрегинской, Тойнохской, Бюк-Танарской, Озерной и частично на Верхневилючанской площадях. Наиболее изучены они на Среднеботуобинской структуре. Их мощность колеблется здесь в пределах от 58 до 146 м. В большинстве случаев она составляет примерно 100м. В восточном направлении траппы закономерно переходят на более высокие гипсометрические и стратиграфические уровни. Отдельные случаи локального нарушения этой закономерности связаны возможно с постмагматическими блоковыми подвижками. Установленные уровни наличия траппов четко контролируются присутствием во вмещающей осадочной толще пластичных галогенных пород и в целом не выходят за пределы нижнекембрийского разреза. Зоны перехода траппов с одного стратиграфического уровня на другой, как и локальные участки некоторого увеличения их мощности, являются, на наш взгляд, своеобразными индикаторами ослабленных зон, существовавших в период внедрения. Последние имеют, по всей видимости, продолжение вниз по разрезу и генетически связаны с разрывными нарушениями в кристаллическом фундаменте и низах осадочного чехла. Практически во всех вскрывших их скважинах, траппы рассматриваемой генерации характеризуются одноярусным строением, что в свою очередь указывает на одноактностъ их внедрения. В отдельных скважинах Среднеботуобинской площади (№№10, 33,51), наряду с основным трапповым телом открыты его апофизы [2].

Анализ крупномасштабных профильных разрезов, составленных по линиям, пересекающим область развития траппов, а также изучение условий бурения скважин в различных частях траппового тела свидетельствуют об активном внедрении магмы с частичным изменением структурного плана вышележащих отложений. Характерным является также закономерное уменьшение мощности вмещающих соленосных

отложений вблизи интрузий. В связи с отсутствием в приконтактных частях траппов каких-либо геохимических признаков ассимиляции солей следует полагать, что указанные изменения мощностей вызваны, вероятнее всего, оттеснением пластичных пород при активном внедрении магмы.

Весьма примечательно резкое выклинивание траппов к северу от Среднеботуобинской структуры. В восточном направлении силл протягивается в виде узкого клина лишь до северо-западной периклинали Верхневилючанской складки.

Вцелом по исследуемой территории отмечается довольно сложная картина распространения трапповых тел разновозрастных генераций. На этом фоне отчетливо видна эволюция базитового магматизма в регионе с последовательной миграцией зон активного проявления магматических процессов в северо-западном направлении.

Литература:

1. Анциферов А.С., Бакин В.Е., Варламов И.П. и др. Геология нефти и газа Сибирской платформы. – М: Недра. – 1981. – С.552.

2. Ефимов А.О. Траппы в кембрии Среднеботуобинского месторождения. // Закономерности размещения скоплений нефти и газа на Сибирской платформе. – тр. СНИИГГиМС. – вып.№71. – Новосибирск. – 1979. – С.49-55.

3. Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В. Вулканизм и тектоника Патомско-Вилюйского среднепалеозойского авлакогена. – М: Недра. – 1975. – С.183.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ БАССЕЙНА РЕКИ ХАРА-УЛАХ (СЕВЕРНОЕ ВЕРХОЯНЬЕ)

Сергеенко А.И.[1], Белолюбский И.Н.[1], Зигерт К.[2], Боескоров Г.Г.[1]

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

2 – Институт морских и полярных исследований им. А. Вегенер, г. Потсдам, Германия

Северное Верхоянье в геолого-структурном положении (Северо-Верхоянская структурно-фациальная зона) в четвертичное время составляет западную часть обширного Яно-Колымского региона [3, 4], охватывающего Яно-Колымскую низменность (равнинный подрегион) и её горное обрамление (горный подрегион) [1, 2, 3, 4].

Наиболее крупным водотоком на всей исследуемой территории является р. Хара – Улах, в долине которой наиболее полно представлены террасы различных уровней. По геоморфологическому положению, времени и особенностям формирования эти террасы подразделяются на два комплекса: цокольные и аккумулятивные.

Северо- Верхоянская структурно – фациальная зона.
Хараулахская структурно-фациальная подзона.
Неоплейстоцен. Верхнее звено. Нижняя ступень

В долине р. Хара-Улах к этому возрастному уровню относятся маломощные (1 м) галечно-валунные отложения комплекса цокольных террас от IV и выше (рис. 2).

Молотковский, сартанский горизонты. Аллювиальные отложения III надпойменных террас (рис. 2, 4) в нижнем течении р. Хара-Улах представлены снизу-вверх по разрезу:

- галечниками (видимая мощность 2-3 м);
- горизонтальнослоистыми льдистыми песками (5м);
- алевритами (10-12 м) со стволами деревьев березы и лиственницы (рис. 1, обн. 1, 4, 5, 6, 12, 14).

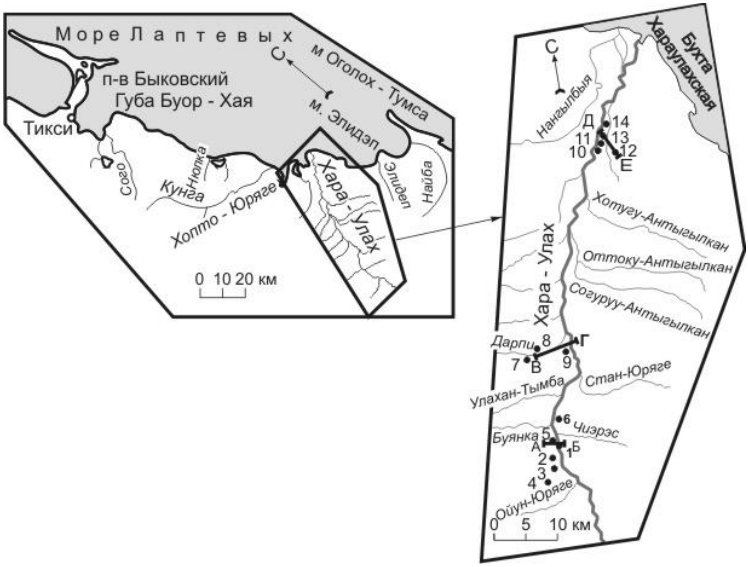


Рис. 1. Схема расположения разрезов Хараулахского участка с датированными отложениями квартера.

Палинокомлекс (ПК) нижней части разреза (галечники) отражает растительность кустарниковой тундры с участками редкостойных лиственично-березовых лесов. Учитывая гипсометрически низкое положение террас, состав растительности, свидетельствующий об относительно теплоумеренном и влажном климате, можно считать, что формирование этих отложений происходило в молотковское время (молотковский термохрон).

Растительность приобретает криоксерофитный облик, близкий к тундростепному, что отражает похолодание климата сартанского криохрона (едомная свита). В льдистых алевритах обнаружены костные остатки *Mammuthus primigenius Blum*. (поздний тип) (рис. 2).

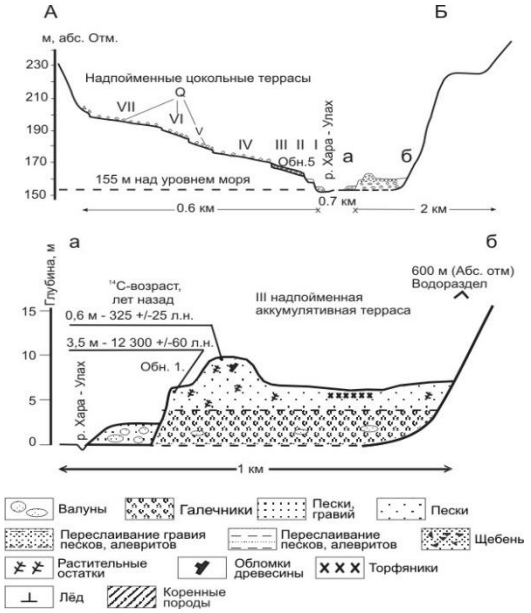


Рис 2. Схема соотношения четвертичных отложений в долине среднего течения. р. Хара-Улах. Поперечный про-филь А-Б. Приустьевая часть правого притока Чиэрэс.К, отличный от ПК галечников, содержат алеврито-песчаные отложения.

Сартанский горизонт. Озерные подпрудные циклически построенные гравийно-песчаные отложения темно-серого, серого цветов слагают 20-25-метровую аккумулятивную террасу (обн.8) в долине левого притока руч. Дарпи (бассейн р. Хара-Улах). Мощность 20 м. (рис. 3).

Циклиты, мощностью 5-7 см, характеризуются трансгрессивным распределением обломочного материала. Низы представлены

гравийниками с мелкой галькой. Гравий, галька местных пород (алевролиты, аргиллиты, песчаники) средней окатанности. Вверх по циклиту крупность материала постепенно уменьшается до крупнозернистых песков в средней части, мелкозернистых и алевритов - в верхней. Слои имеют незначительный (2-4°) уклон в сторону тальвега современной долины. Толща подстилается галечниками (2-3 м) условно ранне-верхне- неоплейстоценового возраста. По имеющимся датировкам накопление этой толщи начиналось около 24 тыс. л. н. и продолжалось возможно с перерывами до голоцена [1].

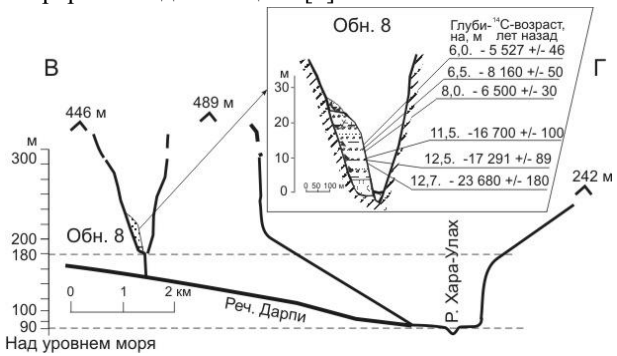


Рис. 3. Схема соотношения четвертичных отложений в долине среднего течения р. Хара-Улах. Поперечный профиль В - Г. Обнажение 8 в долине первого левого притока реч. Дарпи. Условные обозначения см. на рис. 2.

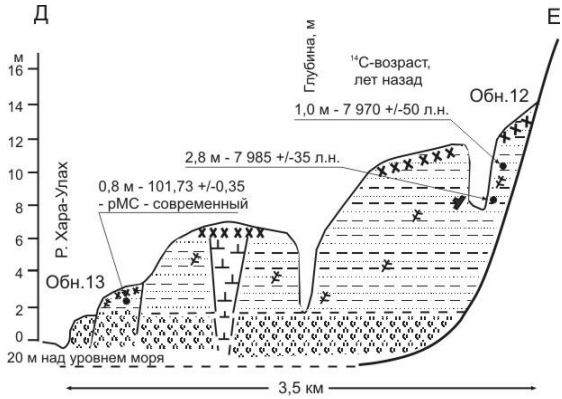


Рис. 4. Схема соотношения четвертичных отложений в долине нижнего течения р. Хара-Улах. Поперечный профиль Д - Е. Нижнее течение, правобережье, 15 км выше устья. Условные обозначения см. на рис. 2.

Голоцен. *Современный горизонт, нижняя часть.* Аласный комплекс. Озерно-болотные алевриты, торфяники, 0,5 м. ПК отражает тундростепную растительность.

Современный горизонт, верхняя часть. Делювиально – пролювиальные пески. Мощность 1,3 - 7 м. ПК по своему составу близок к современной растительности (рис. 4).

Таким образом, установлено широкое распространение верхне-неоплейстоцен-голоценовых отложений при практическом отсутствии осадков позднего плиоцена – первой половины неоплейстоцена.

Активизация тектонических движений, выразилась в воздымании Хара-Улахского хребта. Произошло формирование в Хараулахской структурно-фациальной подзоне комплекса (лестницы) цокольных террас с отложениями преимущественно аллювиального генезиса в возрастном диапазоне поздний неоплейстоцен – голоцен.

В Буорхаинской структурно-фациальной подзоне была сформирована толща едомных льдистых алевритов молотковско-сартанского возраста.

Следует отметить, что в сартанском криохроне на приводораздельных части Хара-Улахского хребта происходило накопление полигенетических песчано-алевритовых отложений, а в прибрежно-шельфовой области - едомных льдистых алевритов.

Исследования выполнены по плану НИР ИГАБМ СО РАН, подраздел 126, Программа СО РАН IX.126.1.

Литература:

1. Зигерт К., Сергеенко 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., Сергеенко А.И., Дикманн Б., Попп С., Белолюбский 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. Сергеенко А.И., Белолюбский И.Н., Гриненко О.В. Схема стратиграфии четвертичных отложений Северного Верхоянья (Восточная Якутия) // Отечественная геология, № 5, 2004. С. 88 - 91.

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

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ИНДИГИРО-ЗЫРЯНСКОГО ПРОГИБА

Сивцев А.И.[1], Александров А.Р.[1], Алексеев В.А.[2]
1 – Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск,
maraday@yandex.ru
2 – РГУ нефти и газа (НИУ) им. И.М. Губкина, г. Москва,
sirshaar@gmail.ru

Северо-западная часть Индигиро-Зырянского прогиба выполнена мощной толщей (до 10 км), в основном терригенных верхнеюрских и нижнемеловых отложений, перекрытых более молодыми маломощными отложениями.

Мощный осадочный чехол, относительно спокойная тектоническая позиция и зафиксированные поверхностные газопроявления свидетельствуют об определенных перспективах нефтегазоносности рассматриваемой территории.

В разрезе верхней юры выделяются илинтасская и бастахская свиты, в разрезе нижнего мела ожогинская, силяпская и буоркемюсская свиты.

В данном сообщении приведены результаты литолого-петрографического изучения пород по разрезу верхнеюрских и меловых отложений северо-западной части Индигиро-Зырянского прогиба.

Илинтасская свита вскрывается в ядрах антиклиналей в сводовых частях Илин-Тасского антиклинория. Свита представлена вулканогенно-осадочными образованиями, трансгрессивно перекрывающими разновозрастные породы палеозоя и триаса. В разрезе свиты наблюдаются сложное переслаивание эффузивов, туфов, вулканомиктовых песчаников и алевролитов, кремнисто-глинистых сланцев и межпластовых интрузивов.

Бастахская свита слагает Илин-Тасский антиклинорий и примыкающие к нему склоны Индигиро-Зырянского и Момского прогибов. Бастахская свита условно подразделяется на нижнюю, среднюю и верхнюю подсвиты по особенностям минералогического и гранулометрического состава. Суммарная мощность пород всех трех подсвит бастахской свиты, обнажающихся в долине р. Индигирки, составляет по разным оценкам порядка 7000-8000 м.

Микроскопическое изучение бастахской свиты показывает отсутствие существенных отличий в составе и строении песчаников, алевролитов и

аргиллитов всех трех подсвит, позволяет тем не менее наметить некоторые различия:

1. Аллогитенная часть пород всех подсвит состоит из кварца, полевых шпатов и обломков пород, но роль последних особенно заметна в отложениях верхней подсвиты. В верхней подсвите исчезают обломки эффузивов, характерные в нижней половине свиты.
2. Цемент пород нижней и средней подсвиты глинистый и слюдисто-глинистый, по типу поровый и обволакивания, в верхней подсвите наряду с названными фиксируется глинисто-карбонатный цемент коррозионного типа.
3. Повсеместно отмечается присутствие битума в виде заполнения пор.
4. Алевролиты и аргиллиты верхней подсвиты, в отличие от нижних, почти всегда содержат значительное большее количество пирита.
5. Все рассмотренные образцы не могут быть гранулярными коллекторами нефти и газа, кроме нескольких верхнебастахских образцов. Основная причина низкой пористости распространение структур взаимного приспособления, характеризирующийся очень плотной упаковкой зерен.

По появлению в разрезе прослойков и линзочек углистых пород проводится граница меловых отложений. Вверх по разрезу меловой толщи количество и мощность прослоев углистых пород резко возрастает, а песчаники приобретают желтый и рыжеватый цвет с линзами карбонатных пород. Хотя разрез нижнего мела северо-западной части Момо-Зырянской впадины отличается от разреза бассейна р. Зырянка большей песчанистостью и меньшей угленосностью, по аналогии с Зырянским угольным бассейном разрез нижнего мела северо-западной части Индигиро-Зырянского прогиба расчленяют на ожогинскую, силяпскую и буоркемюсскую свиты.

Ожогинская свита с постепенным переходом залегает на верхнеюрских отложениях и представлена в нижней части переслаиванием песчаников и алевролитов, которые вверх по разрезу постепенно сменяются карбонатно-глинистыми и углисто-глинистыми породами, среди которых встречаются прослои и линзы каменного угля. Видимая мощность ожогинской свиты в долине р. Индигирка составляет около 1400 м.

Силяпская свита также выделяется в непрерывном разрезе с подстилающими их отложениями ожогинской свиты. Нижние слои (300-550

м) силяпской свиты представлены переслаиванием маломощных светлых мелко-среднезернистых песчаников до углисто-глинистых пород и углей. Верхняя, большая по мощности (900 м), часть разреза представлена массивными среднезернистыми песчаниками с редкими алеврито-глинистыми прослоями.

Отложения **буоркемюсской** свиты установлены в долинах рек Индигирки и Мятись. В долине р. Индигирки (на 20 км ниже устья р. Красной), судя по характеру делювия и по отдельным фрагментам строения, видимая часть свиты сложена переслаиванием мелкозернистых песчаников, алевролитов, карбонатно-глинистых и углисто-глинистых пород, углей. Видимая мощность буоркемюсской свиты в долине Индигирки около 570 м.

Разрез нижнемеловых отложений отличается от разреза верхнеюрских отложений появлением карбонатно-глинистых и углисто-глинистых отложений.

При литолого-петрографическом изучении прозрачных шлифов образцов разреза нижнемеловых отложений установлено следующее:

1. В составе аллотигенной части нижнемеловых отложений резко возрастает количество обломков пород, особенно для силяпской и и буоркемюской свит;
2. В цементирующей массе пород нижнего мела карбонатная составляющая. В заметном количестве присутствуют также породы с каолинитовым цементом (силяпская и буоркемюсская свиты).
3. Повсеместно отмечается присутствие битума в виде заполнения пор.
4. В разрезе рассмотренных нижнемеловых отложений появляются гранулярные коллектора.

Таким образом, северо-западная часть Индигиро-Зырянского прогиба выполнена мощным (до 10 км) комплексом верхнеюрских – нижнемеловых сугубо терригенных образований. По своему составу, условиям формирования и особенностям строения эти отложения весьма близки к одновозрастным нефтегазоносным толщам Предверхоянского прогиба, где установлены прямые признаки нефтегазоносности в виде газо- и нефтепроявлений. Так, из верхнеюрских отложений (бергеинская свита) были получены промышленные притоки газа на Усть-Вилюйском

газоконденсатном месторождении, экранированные глинисто-песчаными пачками марыкчанской свиты нижнего мела. В начале 60-х годов при разведочном бурении в Лунхинско-Келинской впадине на двух площадях (Бергеинская и Олойская), находящихся в зоне сочленения Вилюйской синеклизы и Предверхоянского прогиба, были получены незначительные притоки нефти из верхнеюрских отложений.

Осадконакопление в верхнеюрско-нижнемеловое время в обоих регионах происходило в морских, лагунно-морских и в самом конце в континентальных условиях. Они представляют разрез коллизионного этапа развития востока Сибирской платформы. Устойчивый режим прогибания, восстановительная среда водного бассейна могли способствовать быстрому захоронению и накоплению органического материала.

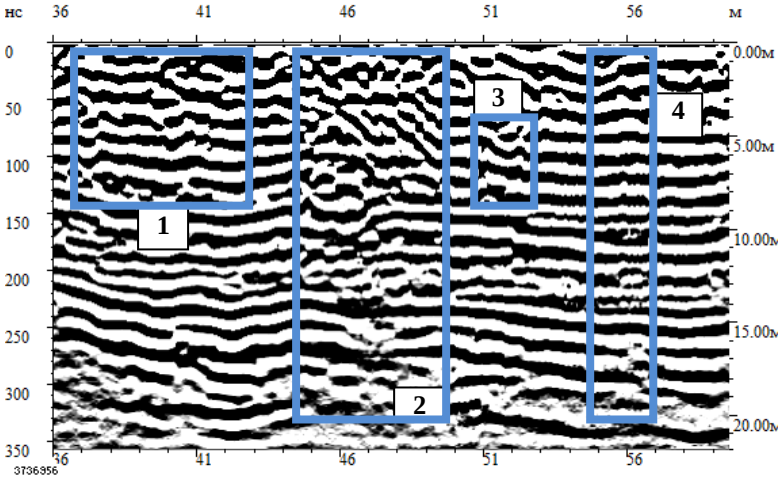
Присутствие в разрезе верхней части верхнебастахской подсвиты, а также по всему разрезу нижнего мела пластов песчаников с удовлетворительными коллекторскими свойствами указывают на возможность формирования зон нефтегазонакопления.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОРАДИОЛОКАЦИОННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ТРЕЩИНОВАТОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД КРИОЛИТОЗОНЫ

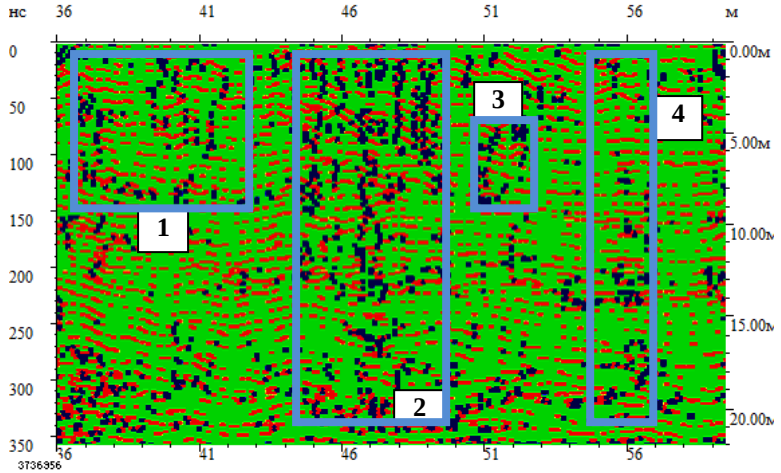
Соколов К.О., Прудецкий Н.Д.
Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН, г. Якутск,
k.sokolov@ro.ru

Георадиолокационные измерения проведены в крест простирания регионального Эбелях-Уджинского разлома (Анабарский район, Республика Саха (Якутия)) георадаром ОКО-2М с АБДЛ Тритон (центральная частота $f_ц$=50 МГц) по разработанной ранее методике [1]. Типичный георадиолокационный разрез представлен на рис. 1.а, на котором видно, что геологическая среда преимущественного горизонтально-слоистого типа, в которой имеются структурные нарушения, обозначенные цифрами 1-4. 1 и 3 нарушенности локального характера, расположенные в рыхлых отложениях, 2 и 4 пересекают всю толщу горных пород, доступную для исследования методом георадиолокации. Для обработки представленного разреза с целью автоматизированного выявления

нарушений локального характера проведено дифференцирование амплитудных значений по профилю, что позволило исключить влияние горизонтально-слоистых элементов и выявить резкие изменения амплитудных характеристик сигналов.



а)



б)

Рис. 1. Фрагмент георадиолокационного разреза (а), результат его обработки (б).

Данный подход проще обычно используемых для обнаружения разрывных нарушений [2-7] и весьма эффективен при обработке данных

георадиолокации, полученных в режиме непрерывной съемки, т.к. в этом случае расстояние между точками зондирования может составлять первые десятки сантиметров и регистрируемые в этих точках георадиолокационные трассы практически одинаковы по радиофизическим параметрам. На рис. 1.б красным цветом показана слоистость, черным – места резкого изменения значений амплитуд, зеленым – общий фон. В данном представлении структура волнового поля более ярко выражена и интерпретация разреза значительно упрощается.

Литература:

1. Прудецкий Н.Д. Методические основы георадиолокационного исследования разрывных нарушений на северной части Оленекского поднятия /Н.Д. Прудецкий, К.О. Соколов // «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России»: материалы VI Всероссийской научно-практической конференции, г. Якутск, 6 – 8 апр. 2016 г., Якутск, 2016. – С. 600-602.

2. Admasu F., Back S., Toennies K. Auto-tracking of faults on 3d seismic data, Journal of Geophysics, vol. 71, no. 6, 2006, pp. A49–A53.

3. Aurnhammer M., Tönnies K. D. A Genetic Algorithm for Automated Horizon Correlation Across Faults in Seismic Images, IEEE transactions on evolutionary computation, vol. 9, no. 2, April 2005, pp. 201-210.

4. Cohen I., N. Coult, and A. Vassiliou, 2006, Detection and extraction of fault surfaces in 3D seismic data: Geophysics, 71, no. 4, pp. 21–27.

5. Gibson, D., M. Spann, J. Turner, and T. Wright, 2005, Fault surface detection in 3-D seismic data: IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 43, 2094–2102.

6. Hale D. Methods to compute fault images extract fault surfaces, and estimate fault throws from 3d seismic images, Geophysics, 78(2), 2013, pp. O33–O43.

7. Tingdahl K.M., De Rooij M. Semi-automatic detection of faults in 3D seismic data, Geophysical Prospecting, vol. 53, Issue 4, July 2005, pp. 533–542.

СРЕДНЕПАЛЕОЗООЙСКИЕ БАЗАЛЬТЫ ВИЛЮЙСКОГО ПАЛЕОРИФТА

Томшин М.Д., Копылова А.Г.

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

В последние годы достигнут значительный успех в изучении интрузивных среднепалеозойских базитов Вилюйского палеорифта, хорошо обнаженных в многочисленных коренных выходах. Они сосредоточены в дайковых поясах, обрамляющих палеорифт с северо-

запада, юга и юго-востока. Когда-то широко распространенные лавовые и туфовые образования в настоящее время сохранились только в глубокопрогнутых Ыгыаттинской и Кемпендяйской впадинах, где они погребены под многокилометровыми мезозойскими отложениями. Изучение среднепалеозойских эффузивов возможно только по данным бурения и редким коренным обнажениям в бортах долин рек Вилюй, Марха и Ыгыатта. Исследованию вещественного состава последних посвящено данное сообщение.

Объем внедрившейся и излившейся базальтовой магмы практически сопоставимы и равны 35-38 тыс. км^3, хотя эти цифры весьма условны. По данным [1] общий объем базальтовой магмы мог достигать 300 тыс. км^3. Эффузивы участвуют в сложении двух свит – аппаинской и эмяксинской, образуя в карбонатно-глинистымх отложениях верхнего девона несколько (от 2-х до 5-ти) лавовых потоков. Лавовые потоки аппаинской свиты суммарно достигают мощности 60 м [2]. Потоки разделены прослоями алевролитов, аргиллитов и мраморизованных известняков. Обычно разрез аппаинской свиты начинается базальтами. Базальты эмяксинской свиты представлены одним, реже двумя потоками суммарной мощностью от 20 до 75 м. Располагаются базальты в верхней части свиты на границе с нижнекарбоновыми образованиями. Все базальты содержат палагонит, имеют булкообразную отдельность («подушечные лавы»), что свидетельствует об их излиянии в морской обстановке [3]. Максимальное количество палагонитового вещества (до 27%) установлено в кровлевых частях потоков, в центральных их не более 7-8%. Палагонит представляет собой агрегат, состоящий из вулканического стекла, хлорита, нонтранита с примесью карбонатов. Он образует самостоятельные сферические и эллипсовидные выделения, выполняет интерстиционное пространство, развиваясь по вулканическому стеклу. Базальты аппаинской свиты представлены оливинофировыми и толеитовыми разностями, а эмяксинской - плагиофировыми.

Базальты аппаинской свиты. В аппаинской свите оливинофировые разности доминируют, а толеитовые базальты и гиалобазальты выполняют прикровлевые и приподошвенные горизонты, либо шлиры. *Гиалобазальты* имеют миндалекаменный облик, пузырчатое строение и гиалиновую структуру основной массы. Объем миндалин иногда достигает 40% породы. Миндалины (размером до 2 см) выполнены кальцитом, кварцем, халцедоном, хлоритом и часто имеют палагонитовую оторочку. Основную часть (до 60%) в гиалобазальтах составляет непрозрачное

хлоритизированное вулканическое стекло и коломорфные участки палагонита. В эту стекловато-палагонитовую матрицу погружены микролиты плагиоклаза, доля которых и их размер увеличивается по мере удаления от контактовых участков, где появляются зерна клинопироксена и псевдоморфозы по оливину.

Оливинофировые базальты имеют микропорфировый облик с офитовой, интерсертальной или пойкилоофитовой структурой основной массы. Порфировые выделения представлены псевдоморфозами иддингсита, реже, боулингита по изометричным зернам оливина, часто сгруппированым в скопления из 5-6 зерен. Кроме оливина в сложении пород участвуют лейсты плагиоклаза (An_{64-37}) – до 40%, округлые зерна клинопироксена ($Wo_{40-41}En_{39-43}Fs_{17-19}$) – до 30%, вулканическое стекло (до 15%), палагонит (до 20%) и окисно-рудные минералы (первые проценты). Палагонитовое вещество представлено агрегатом крупнокристаллического и тонкочешуйчатого хлорита и нонтранита.

В сложении **базальтов эмяксинской свиты** участвуют *плагиофировые базальты*. Прикровлевые части потоков (до 3-х м), выполнены миндалекаменными гиалобазальтами, аналогичными таковым аппаинской свиты. Основная часть разреза представлена мелко- среднезернистыми плагиофировыми разностями. В составе порфировых выделений (до 17% объема породы) участвуют как единичные таблицы, так и гломеровые обособления зонального плагиоклаза, состав которого изменяется от An_{84-75} в центре до An_{68-63} по периферии. Наличие трещин спайности, блоковый характер погасания свидетельствуют о раннем времени выделении фенокристаллов плагиоклаза, испытавшего в процессе движения лавы механические напряжения. Структура основной массы породы интерсертальная или долеритовая. В сложении основной массы участвуют лейсты плагиоклаза (до 30%), ксеноморфные зерна клинопироксена (до 29%), псевдоморфозы по оливину (1%), палагонит (до 15%), окисно-рудные минералы (4%), в интерстициях отмечается раскристаллизованное стекло (до 5%), постоянно присутствуют апатит, а в микроминдалинах хлорит, кварц, кальцит, гематит. Плагиоклаз основной массы имеет более кислый состав An_{58-43}. Мелкие округлые зерна клинопироксена представлены низкожелезистым ($Wo_{43}En_{41-43}Fs_{10-15}$) авгитом Немногочисленные зерна оливина замещены хлорит-слюдистым агрегатом, иддингситом и боулингитом. Палагонитовый агрегат в мезостазисе образует самостоятельные обособления и прожилки, а также участвует в сложении миндалин.

Формационные признаки химического состава, характерные для интрузивных базитов среднего палеозоя (повышенные содержания титана, железа, калия) в производных эффузивной фации выражены менее отчетливо (таблица). По химическому составу среднепалеозойские базальты - это толеитовые породы нормальной щелочности и кремнекислотности с умеренным содержанием титана. При всей близости химического состава в исследуемых разновидностях базальтов имеются и видимые различия. В плагиофировых базальтах, в составе которых присутствует битовнит-лабрадор, выше содержание алюминия (>14 %).

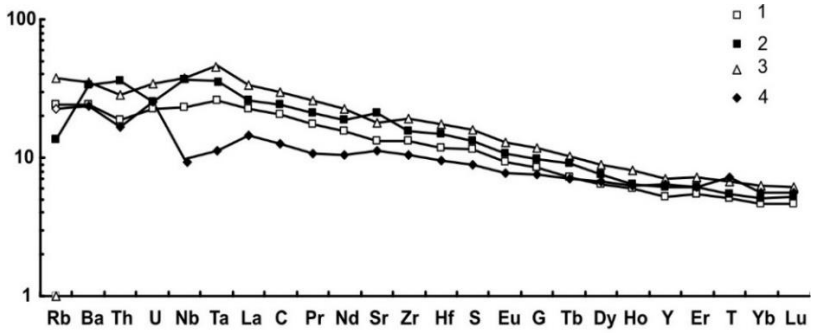
Таблица средних содержаний (мас.%)

	1	2	3	4
SiO_2	48,43	48,67	48,43	49,26
TiO_2	1,97	2,38	2,78	1,42
Al_2O_3	13,54	14,42	13,76	14,80
Fe_2O_3	5,27	7,15	3,95	4,03
FeO	7,13	5,13	9,94	8,46
MnO	0,15	0,16	0,19	0,19
MgO	8,06	6,57	5,84	6,75
CaO	10,44	10,98	9,63	10,78
Na_2O	1,95	2,24	2,30	2,27
K_2O	0,69	0,73	1,30	0,64
P_2O_5	0,24	0,28	0,36	0,18
H_2O	1,97	1,54	1,53	0,84
Сумма	99,87	99,82	100,0	99,66
Mg#	55	50	44	50
Sc	38	36	31	40
V	310	340	400	210
Cr	240	191	110	190
Co	50	46	46	50
Ni	170	100	96	137
∑РЗЭ	102	119	147	73
(La/Yb)n	4,85	5,13	5,7	2,6
Eu/Eu*	0,94	0,94	0,92	0,93
Nb/Nb*	1,19	1,29	1,22	0,63

1–оливинофировые и 2–плагиофировые базальты, 3–среднепалеозойские долериты, 4- пермо-триасовые траппы.

При близкой общей железистости в них более высокая степень его окисленности и снижена доля MgO (Mg# изменяется в пределах 42-54). Даже незначительное увеличение титанистости и соответственно окисно-рудных минералов в плагиофировых базальтах повлекло рост содержаний HFSE – Zr, Nb, Ta, Hf, а также ∑REE в них (таблица, рис.). Повышенные содержания Sr в плагиофировых базальтах связаны с наличием в их составе раннего основного плагиоклаза – на трендах распределения несовместимых

элементов отчетливо фиксируется положительная аномалия элемента. Химический состав оливинофировых базальтов прежде всего отличается повышенным содержанием магния (Mg#=53-60). Последнее обстоятельство влияет на состав сидерофильных микроэлементов – оливинофировые базальты всегда богаче Ni, Co и Cr и несколько беднее ванадием. В целом базальты Ыгыаттинской впадины характеризуются умеренно высокими концентрациями редкоземельных элементов (∑REE =102-119), отчетливо дифференцированными трендами их распределения (La/Ybn=4,8-5,2).



1-оливинофировые и 2-плагиофировые базальты,
3-среднепалеозойские долериты, 4-пермо-трисовые траппы

Распределение крупноионных элементов Cs, Rb, Ba незакономерное, их значения широко варьируют. В базальтах по сравнению с одновозрастными интрузивными магматитами установлены пониженные содержания практически всех несовместимых элементов, максимальные значения Cr и более высокие Ni. От пермо-триасовых траппов среднепалеозойские базальты отличаются более высокими содержаниями TiO_2, K_2O, P_2O_5, HFSE, редкоземельных элементов (∑REE=73). Тренды распределения REE в траппах менее дифференцированы (La/Ybn=2,6). Общим показателем для спектров среднепалеозойских пород разных фаций является отсутствие Ta-Nb аномалий, чем они отличаются от трендов распределения траппов.

Литература:

1. Гайдук В.В. Вилюйская среднепалеозойская рифтовая система. – Якутск: изд. ЯФ СО АН СССР. 1988. 128 с.

2. Колодезников К.Е. и др. Об аппаинской и вилючанской свитах девона Ыгыаттинской впадины // Геология и геофиз.1975. № 9, с.149-152.

3. Олейников Б.В. Особенности состава и фациальные условия образования базальтов Ыгыаттинской впадины // Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1973. С. 87-91.

ТИПОМОРФИЗМ МИНЕРАЛОВ ГРАНИТОИДОВ КУРАНАХСКОГО МАССИВА КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ИХ ГЕНЕЗИСА

Трунилина В.А., Роев С.П.
Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,
v.a.trunilina@diamond.ysn.ru, sproev@mail.ru

Куранахский массив входит в состав Северного батолитового пояса и вскрывается в зоне сочленения долгоживущих Немекиль-Сюригинского и Иргичанского региональных разломов раздвигового характера (рис. 1).

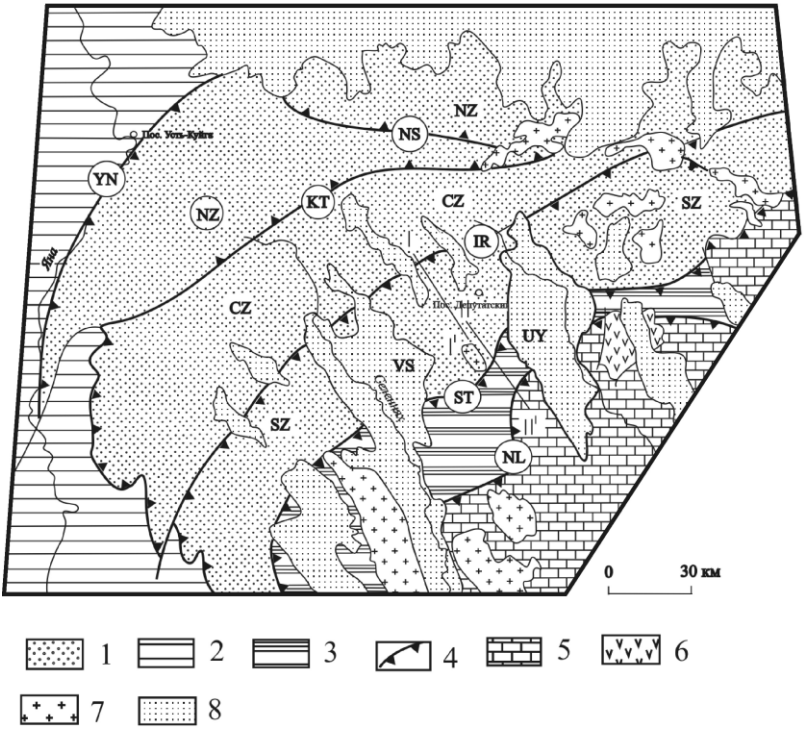


Рис. 1. Схема тектонического строения Полоусного синклинория [4]

1 – Полоусный синклинрий: NZ – Северная тектоническая зона, CZ – Центральная и SZ – Южная тектонические зоны; 2 – Кулар-Нерский террейн, 3 – Нагонджинский террейн; 4 – региональные разломы: YN – Янский, KT – Кюнь-Тасский, NS – Немекиль-Сюрюгинский, IR – Иргичанский (Депутатский), CT – Сетакчанский, NL – Нальчанский; 5 – Селенняхский блок Омулевского террейна; 6

– апт-верхнемеловые вулканиты Джахтардахского поля, 7 – раннемеловые гранитоиды, 8 – кайнозойские впадины: VSB – Верхнеселенняхская, UV – Уяндинская. Массивы гранитоидов: Б – Бакынский, Л – Куранахский, Э – Эликчанский, И – Истехский.

Массив сложен амфибол-биотитовыми гранитами – гранодиоритами и биотитовыми гранитами, незакономерно перемежающимися в пределах его выхода. Ранее они рассматривались как фациальные или фазовые разности – производные одного материнского расплава. Обобщение имевшихся и получение новых данных позволили придти к иному выводу.

Массив сложен амфибол-биотитовыми гранитами – гранодиоритами и биотитовыми гранитами, незакономерно перемежающимися в пределах его выхода. Ранее они рассматривались как фациальные или фазовые разности – производные одного материнского расплава. Обобщение имевшихся и получение новых данных позволили придти к иному выводу.

Изотопный K-Ar возраст гранодиоритов – 140+/-2 млн. лет, прожилка аплитовидного гранита в них – 136+/-2 млн. лет; биотитового гранита – 118+/-4 млн. лет.

Плагиоклаз амфибол-биотитовые гранодиоритов и гранитов многозональный. Центральные зоны сложены лабрадор-андезином, периферия – олигоклаз-андезином и олигоклазом. Присутствуют реститовые ядра как более основного состава, дающие срастания с магнезиоавгитом, так и более кислого. Реститовый клинопироксен по соотношениям железистости (13,6–37%) и содержаний титана (0,26–0,42%) отвечает таковому основных или ультраосновных ассоциаций [3]. Эти факты свидетельствуют о неоднородном составе магмообразующих субстратов, с наличием в них горизонтов как кислого, так и основного состава. На границе центральной и последующей и средней и периферических зон наблюдаются явления растворения и массовой кристаллизации микролитов апатита, рудного и светлой слюды, что предполагает сброс флюидов во время остановок расплава в промежуточных камерах. Амфибол (магнезиальная роговая обманка и эденит) преимущественно позднемагматический. По высокой магнезиальности (f = 16–37%), повышенной степени окисленности железа (Fe_2O_3 = 4,4–10,4%) и щелочнометалльности (K+Na = 0,32–0,55) ранняя генерация близка амфиболам основных пород [1]. Калишпат – промежуточный – до низкого ортоклаз ($2V_{Np}$ = 56–86°), калишпат постмагматических порфиробластов – высокий ортоклаз с меньшей

степенью триклинности, то есть, формируется на фоне повышения щелочности и температры среды. Биотит – магнезиальный, низкоглиноземистый (f = 46,1–48,1%; al* = 17,6–18,6%, F и Cl – по 0,3–0,4%), корродирует амфибол и завершает процесс кристаллизации. По составу отвечает биотитам гранитов I-типа (рис. 2а) и образуется из ненсыщенного расплава (рис. 2б).

Массив сопровождается редкими дайками мелкозернистых биотитовых и аплитовидных гранитов, сложенных олигоклазом, промежуточным ортоклазом, кварцеи, редкими чешуйками Fe-биотита, кристаллизовавшегося из ненасыщенного расплава и по составу также отвечающего биотитам гранитов I-типа (см. рис. 2).

Плагиоклаз биотитовых гранитов незональный или с неотчетливой прямой зональностью с составом олигоклаза – олигоклаз-альбита. Калишпат – промежуточный и низкий криптопертитовый микроклин. Раннемагматический Fe-биотит и позднемагматический лепидомелан обладают повышенными содержаниями галогенов, с ростом их в процессе кристаллизации и переходе условий от ненасыщенных к водонасыщенным (f = 67,8–>73,8%, al* = 17,2–>18,7%, Cl = 0,66–>0,86%, F = 0,42–>0,98%)но при P_{H2O} ниже внешнего (см. рис. 2б), что обусловило захоронение остаточных расплавов и растворов в гранитах. По составу близок биотитам посторогенных гранитов А-типа (см. рис. 2). Гнездовые и прожилковые обособления лейкогранитов сложены низким микроклином с $2V_{Np}$= 70–80°, олигоклазом или олигоклаз-альбитом (12–16%) an, кварцем и единичными чешуйками лепидомелана и мусковита.

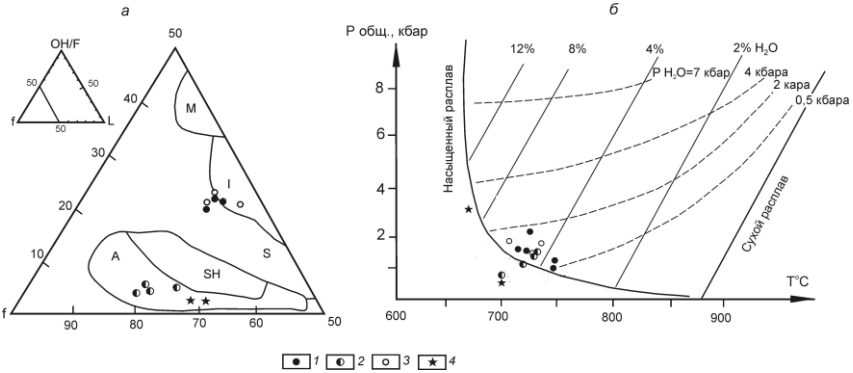


Рис. 2. Параметры составов биотитов

Биотиты: 1 – гранодиоритов и амфибол-биотитовых гранитов, 2 – биотитовых гранитов, 3 – даек мелкозернистых и аплитовидных гранитов, 4 – пегматоидных гранитов г. Гранитной.

а) Соотношение фтористости (OH/F), глиноземистости (L) и железистости (f) в биотитах. Поля диаграммы – биотиты стандартных типов гранитоидов [2]: I – мантийно-коровых, M – мантийных, S – коровых коллизионных обстановок, SH – постколлизионных шошонитовых, A – анорогенных обстановок.

б) P–T-диаграмма системы гранит– вода при независимых Робщ, и PH_2O [5]

На западном склоне г. Гранитной среди биотитовых гранитов фиксируется густая сеть даек лейкогранитов, пегматоидных гранитов и пегматитов аномального состава. Породы сложены высоким – до промежуточного ортоклаза ($2V_{Np}$= 52–59°), низкоупорядоченным олигоклазом и олигоклаз-альбитом, богатым галогенами Mg-биотитом (f = 42,1%, al*=16,2%, F = 2,1–2,6%, Cl = 0,48–1%, Li_2O и Rb_2O – по 0,1%), близким таковому габбро-гранитных серий. Соотношения в нем f – al* – OH/F характерны для биотитов гранитов А-типа (см. рис. 2). Кристаллизуется из водонасыщенного расплава при аномальных значениях активности воды и галогенов ($logfH_2O$ = 3,2–3,9; logfHCl = 3,6–4,3; logfHF = 0–0,65) и высокой активности кислорода ($-logfO_2$ = 11–12,8), то есть, в условиях продуктивных на золотое и комплексное оруденение рудно-магматических систем. Такой характер пегматитов не соответствует стандартному ходу кристаллизационной дифференциации гранитоидных магм. При их формировании явно имело место поступление дополнительного тепла и летучих, с чем согласуется и высокотемпературный характер акцессорных минералов: титаномагнетит; сфен; ортит; высокотемпературный (900°C) пирротин с содержанием Cr_2O_3 до. 0,4%, самородные Ag и Bi.

Таким образом, по возрасту, типоморфизму минералов, характеру эволюции, условиям кристаллизации амфибол-биотитовые гранодиориты и граниты, с одной стороны, биотитовые граниты – с другой, и пегматоиды – с третьей, являются производными самостоятельных расплавов: мантийно-коровых для первых и третьих, и коровых – для второых, а сам массив следует рассмтривать как полигенное, полихронное образование.

Исследование выполнено по плану НИР ИГАБМ СО РАН (проект 0381-2016-0001)

Литература:

1. Бабушкина С.А., Трунилина В.А. PT условия формирования и генетические аспекты гранитоидов латитового ряда // Отечественная геология, 2001. № 5. С. 24–27.

2. Гусев А.И.Типизация гранитоидов на основе составов биотитов // Успехи современного естествознания, 2009. № 4. С. 54–57.

3. Рябов В.В., Золотухин В.В. Минералы дифференцированных траппов. – Новосибирск: Наука, 1977. 387 с.

4. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – Москва: МАИК, «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.

5. Brown *G.G.* A comment on the role of water in the partial fusions of crystal rocks // Earth and Planet. Sci. Lett., 1970. V.9. P. 355–358.

ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ ГРАНИТОИДОВ КУРАНАХСКОГО МАССИВА

Трунилина В.А., Роев С.П.

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

Куранахский массив входит в состав Северного батолитового пояса (рис. 1) и вскрывается в зоне сочленения долгоживущих Немекиль-Сюригинского и Иргичанского региональных разломов [4].

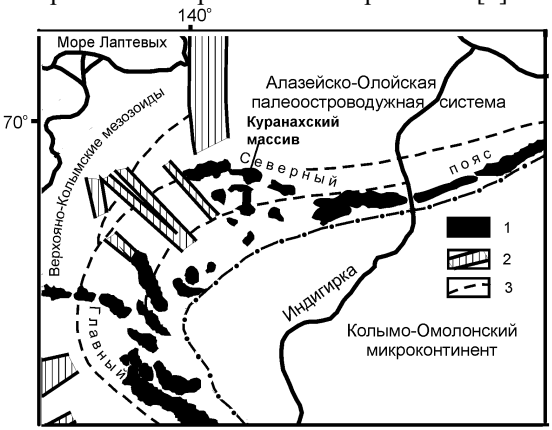


Рис. 1. Пояса гранитоидов Верхояно-Кроымских мезозоид
1 – продольные и 2 – поперечные пяса, 3 – направления основных складчатых структур.

Массив разбит многочисленными тектоническими нарушениями, вдоль которых происходило внедрение даек риолит- и гранит-порфиров и интенсивное метасоматическое изменение как гранитоидов, так и даек, в свою очередь, интенсвно катаклазированных (долгоживущие нарушения). К зонам дробления и метасоматоза в массиве и дайках приурочены золоторудные и серебро-полиметаллические проявления. Сложен массив амфибол-биотитовыми гранитами и гранодиоритами, дающими отклонения к монцонитам в эндоконтакте, и биотитовыми гранитами. В поле развития биотитовых гранитов закартированы многочисленные дайки лейкогранитов и пегматитов аномального состава. Гранодиориты и амфибол-биотитовые граниты известково-щелочные, биотитовые граниты преимущественно субщелочные, более калиевые (Na_2O/K_2O = 0,6–0,75 для первых и 0,7–1,3). Индекс Шенда, соответственно, 0,9–1,01 и 1,05–1,1. По параметрам состава первые отвечают гранитоидам I-типа активных окраин, с оклонением к рифтогенным, вторые – гранитам S-типа (рис. 3).

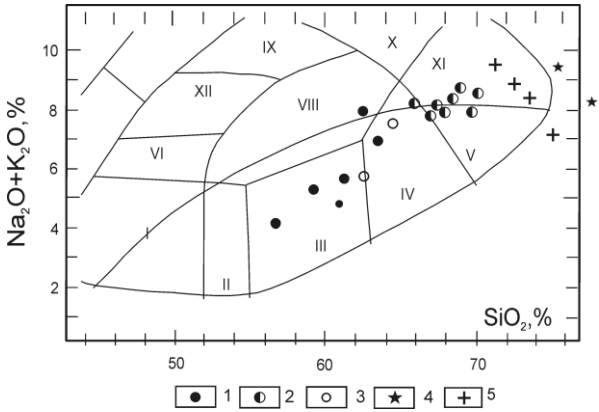


Рис. 2. Соотношения SiO_2 – Na_2O+K_2O в магматических породах
1 – амфибол-биотитовые гранодиориты и граниты, 2 – биотитовые граниты, 3 – мелкозернистые лейкограниты, 4 – пегматиты и гранит-порфиры, 5 – трещинные тела риолит- и гранит-порфиров, Поля диаграммы [9]: I – габбро; II – габбро-диориты; III – диориты, IV – гранодиориты, V – граниты; VI – субщелочное габбро; VII–VIII – монцониты; IX–X – сиениты; XI – щелочные граниты.

Согласно расчетам, (по [1, 7, 8]), генерация гранодиоритового расплава проходила при селективном плавлении амфиболитов при P = 11–13 кбар и T = 1038–1054ºC. Гранитный расплав сформирован на более высоком

уровне – при селективном плавлении дацит-риолитовых горизонтов коры при P = 8–8,4 кбар и T = 903–923°C. Гранодиориты и амфибол-биотитовые граниты отличаются от коровых образований низкой величиной $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,7079 и высокими содержаниями U, Th, LREE, Zr, тогда как биотитовые граниты, напротив, обеднены этими элементами. Значения La/Yb (14-26) в первых характерны для гранитоидов латитового ряда, генерация расплавов которых происходит при взаимодействии мантийных и коровых источников [3]; вторые по величине La/Yb (10) и характеру распределения микроэлементов могут рассматриваться как чисто коровые образования.

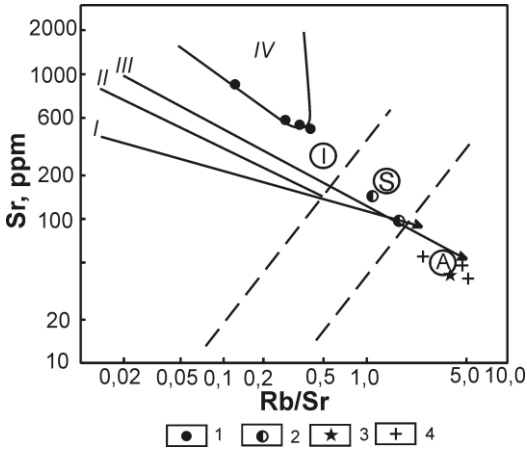


Рис. 3. Соотношение Sr – Rb/Sr в магматических породах

1 – гранодиориты и амфибол-биотитовые граниты, 2 – биотитовые граниты, 3 – пегматит, 4 – риолит-порфиры трещинных тел. Поля составов магмообразующих источнков [2]: тренды дифференциации типовых серий – I – толеитовая островных дуг, II – известково-щелочная островных дуг, III – известково-щелочная активных окраин, IV – рифтовых зон континентов. I, S, A – петротипы гранитоидов.

Лейкограниты и пегматиты по параметрам состава отвечают посторогенным гранитам А-типа. Расчетное параметры магмогенерации (P = 12 кбар, T = 970–950°C), выше, чем для биотитовых гранитов, соотношения Y – Nb – Ce соответствуют мантийной или корово-мантийной природе протолита (рис. 4), что позволяет рассматривать эти породы как производные самостоятельного расплава, сформированного по нижнекоровым субстратам при воздействии на него дополнительного источника тепла и летучих.

Рис. 4. Соотношения Y–Nb–Ce в пегматитах (1) и ролит-порфирах (2)
Поля диаграммы – [6].

Таким образом, анализ данных петрохимических особенностей магматических пород, слагающих Куранахский массив, подтверждает сделанный на основе изучения типомофизма минералов вывод [5] о полигенном и полихронном его характере.

Литература:

1. Беляев Г.М., Рудник В.А. Формационно-генетические типы гранитоидов: монография. Л.: Недра, 1978. 168 с.

2. Даценко В.М. Петрогеохимическая типизация гранитоидов юго-западного обрамления Сибирской платформы // Материалы Второго Всероссийского петрографического совещания. Т. 2. Сыктывкар, 2000. С. 270–274.

3. Таусон Л.В., Гундобин Г.М., Зорина Л.Д. Геохимические поля рудно-магматических систем. Нов-ск: Наука, 1987. 202 с.

4. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – Москва: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001, 571 с.

5. Трунилина В.А., Роев С.П. Типоморфизм минералов гранитоидов Куранахского массива как показатель их генезиса // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. – Якутск: СВФУ, 2018.

6. Eby G.N. Chemical subdiwision of the A-type granitouids: petrogenetic and tectonic implications // Geology, 1992. № 20. P. 641–644.

7. Gerdes A., Worner G., Henk A. Post-collisional granite generation and HT-LP metamorphism by radiogenic heating: the Variscan South Bohemian Batholith // J.Geol. Soc. London, 2000. V. 157. P. 577–587.

8. Jung S., Pfander J.A. Source composition and melting temperatures of orogenic granitoids – constrains from CaO/Na_2O, Al_2O_3/TiO_2 and accessory mineral saturation thermometry // Europen Journal of Mineralogy, 2007. № 1. P. 5–40

9. Wilson M. Igneous petrogenesis. – Unwin Hayman. London. 1989.

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ЛОКАЛЬНОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ В АРКТИЧЕСКОЙ ЧАСТИ ЯКУТИИ (МЕЖДУНАРОДНАЯ РОССИЙСКО-ГЕРМАНСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ)

Туктаров Р.М.[1], Петров А.Ф.[1], Шибаев С.В.[1], Козьмин Б.М.[2], Тимиршин К.В[1]., Гейслер В.[3]

1 – Якутский филиал ФИЦ ЕГС РАН, г. Якутск, tuktarov.rust@mail.ru, petrovA.F@ya1.ru, sshib58@gmail.com, 18abra99@gmail.com,

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

3 - Институт полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера, г. Бремерха́фен, Германия, Wolfram.Geissler@awi.de

В связи с перспективным освоением Арктической части территории Якутии и прежде всего с развитием добывающих, перерабатывающих и транспортных отраслей, в том числе ориентированных на добычу углеводородного сырья, а также гражданского строительства, мониторинг сейсмической ситуации этого региона является весьма актуальной и первостепенной задачей для обеспечения безопасности соответствующих объектов при их проектировании и строительстве.

Арктическая зона Республики Саха (Якутия) характеризуется высокой сейсмичностью. 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 к юго-востоку пересекает Северо-Восточную Азию,

полуостров Камчатку и соединяется с Тихоокеанским сейсмическим поясом, отделяя Североамериканскую плиту от Евразийской и Охотоморской литосферных плит [1, 2, 3].

Переходной зоной от срединноокеанического хр. Гаккеля к континентальным структурам – хребтам Верхоянского и Черского служат шельфы морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. Сейсмичность хр. Гаккеля выражена узкой (60-80 км) полосой эпицентров землетрясений, которая на шельфе моря Лаптевых расширяется до 400-600 км, охватывая территорию между полуостровом Таймыр, дельтой р. Лены и Новосибирскими островами. Эта единственная зона повышенной сейсмичности, развитая в пределах арктического шельфа Российской Федерации. В настоящее время сейсмологические наблюдения за арктическими землетрясениями осуществляет сеть из 8 цифровых сейсмостанций, расположенных в северных районах Республики Саха (Якутия). В непосредственной близости к прибрежной зоне моря Лаптевых, действуют 2 стационарные цифровые сейсмические станции «Тикси» и «Столб». За последние 50 лет этой сетью на шельфе и прибрежных районах суши отмечено около 6 тыс. местных землетрясений. По данным Морской арктической геологоразведочной экспедиции (МАГЭ) ПГО "Севморгеология" восточную часть шельфа моря Лаптевых занимает Лаптевоморская окраинно-континентальная рифтовая система, куда, главным образом, тяготеют названные события [3, 4, 5].

Для детального изучения сейсмической активности в прибрежной арктической зоне (дельта р. Лены и губа Буор-Хая моря Лаптевых) Якутский филиал ФИЦ ЕГС РАН проводит с Полярным институтом им. Альфреда Вегенера, Гельмгольтцским центром полярных и морских исследований (Германия), и Институтом океанологии им. Ширшова (Москва) совместные исследования по проекту «Seismicity and neotectonics of Laptev Searegion (SIOLA)» (Сейсмичность и неотектоника региона моря Лаптевых). Согласно этой программы уже в сентябре 2015 г. сотрудниками ЯФ ФИЦ ЕГС РАН и Полярного института им. Альфреда Вегенера была организована международная экспедиция, которая провела полевые работы с целью выбора мест установки временных полевых сейсмостанций с использованием цифровой сейсмической аппаратуры

В следующий полевой сезон 2016 г. такие работы продолжились непосредственно в районе Оленекской протоки дельты р. Лены, и на западном побережье губы Буор-Хая к югу от п. Тикси. В результате на перечисленных участках территории было установлено 25 временных

автономных цифровых сейсмических станций. В августе 2017 г. был получен массив цифровых сейсмограмм с формами местных землетрясений за июль 2016 г. – сентябрь 2017 г. для дальнейшей комплексной обработки этих записей в течение 2017 г. – начале 2018 г. На основе указанных данных составлен каталог землетрясений и построена серия карт сейсмичности различных масштабов. На начальном этапе обработки данных была построена карта эпицентров землетрясений для прибрежной к морю Лаптевых арктической части Якутии за 2016-2017 гг. (рис.1), которая свидетельствует, 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. Наиболее сильные события с энергетическим классом $K_p \geq 8$выявлены в пределах Оленекской протоки.

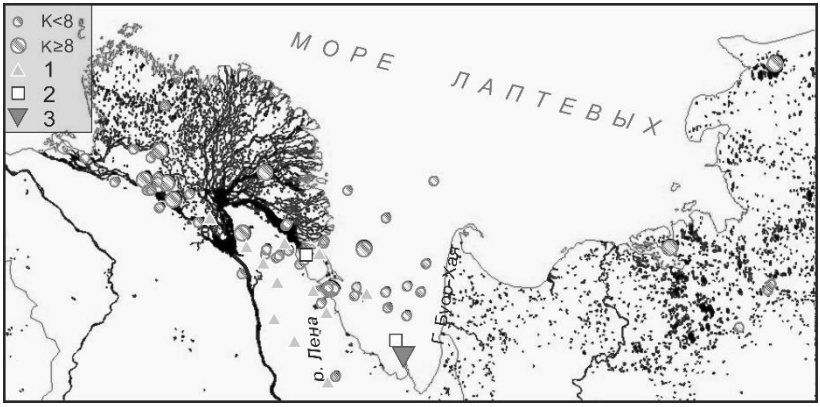


Рис. 1. Карта сейсмических проявлений севера Якутии за 2016-2017 гг. Локация пунктов наблюдений: **1–**временные полевые станции ЯФ ФИЦ ЕГС РАН и Института им.А. Вегенера; **2–** стационарные станции ЯФ ФИЦ ЕГС РАН; **3–** Тиксинская группа станций ЯФ ФИЦ ЕГС РАН и Института им. А. Вегенера. К– энергетический класс землетрясений.

В настоящий момент в группе обработки ЯФ ФИЦ ЕГС РАН проинтерпретирована большая часть инструментальных данных за 5 месяцев 2016 г (август–декабрь). Всего было зарегистрировано 578 местных землетрясений в интервале энергетических классов K_p =4–9. Их распределение приведено в табл. 1. Эти статистические данные позволили прийти к выводу, что в течении этого периода каждый день в данном регионе в среднем происходило по 3–4 подземных толчка.

Таблица 1

Распределение числа арктических землетрясений по энергетическим классам в августе–декабре 2016 г.

Энергетический класс K_p	0-4	4-6	6-7	7-8	8-9	≥9	итого
Кол-во событий	193	253	83	31	14	4	578

По результатам этих работ будет предложен план продолжения сейсмологических исследований на перспективу с передислокацией сети станций непосредственно в акваторию моря Лаптевых и установкой их на островах, например, Муостах и Столбовой.

Полученные материалы позволят существенно расширить наши познания о пространственно-временном распределении эпицентров землетрясений, определить глубину залегания их очагов в земной коре и 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. С-П.: ВНИИ Океанология, 1996.

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. Сейсмотектоника Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 227 с.

4. Объяснительная записка к Тектонической карте морей Карского и Лаптевых, и севера Сибири. М 1:2.5 млн. Отв. ред. Н.А.Богданов и В.Е.Хаин. М.: ИЛОВМ РАН, 1998.127 с.

5. Шибаев С.В., Петров А.Ф., Козьмин Б.М., Тимиршин К.В. Современная сейсмическая активность территории Якутии// Материалы 15-ой Всероссийской конференции с международным участием «Геологические опасности». – Архангельск: Институт экологических проблем Севера УрО РАН, 2009. С. 657–661.

РОЛЬ НАФТЕНОВ В ФОРМИРОВАНИИ СИЛЛОВ

Филиппов В.Е.

Институт горного дела севера СО РАН, г. Якутск

В объяснении механизма внедрения пластовых интрузий популярны три точки зрения. Согласно одной из них [1] возникновение силлов происходит

при опускании блоков пород над участками пониженного давления и заполнения магмой полостей, образовавшихся в результате расслаивания опускавшегося блока. Эта гипотеза предполагает формирование силлов при "отрицательном" гидростатическом давлении, возникающем в пространстве, примыкающем к разломам по которым внедряются дайки долеритов, так как расход магмы в очаге приводит к разряжению подкорового давления. Однако к настоящему времени установлено, что нарушение сил, действующих на кровлю магматического очага, приводит к образованию кольцевых интрузий, а также роя даек. Вторая точка зрения предполагает, что формирование силлов обусловлено избыточному давлению внутрикоровой магмы [2,3]. К примеру, В.В. Белоусов считает: «... расплав внедряется в осадочную толщу, как нож между листами книги" [2, стр. 486]. Иными словами, предполагается расклинивание горизонтов отложений вдоль границ их напластований аномально высокими давлениями магмы. Согласно третьей точки зрения считается, что "предпочтение" траппов внедрению по горизонтали вертикальному происходит на структурах, где в осадочных толщах возникают горизонтальные трещины, обусловленные тектоническим сжатием [4]. При этом предполагается, что в зонах растяжения должны формироваться дайковые поля или эффузивные покровы без силлов. Первые две гипотезы являются взаимоисключающими, а относительно последней следует отметить, что известны регионы, где тесно совмещены поля распространения силлов, даек и эффузивных покровов.

В работе [5] описывается наличие в пермских конгломератах кварцитовых галек с ямками вдавливания и расходящимися от них трещинами, то есть раздавленных галек. Происхождение их автор статьи увязывает с внедрением силлов, обусловивших кратковременное, но сильное механическое напряжение, испытанное осадочной толщей. Между тем известно, что контакты силлов, как правило, весьма отчетливы и обычно не несут каких-либо следов вовлечения в движение граничащих с ними вмещающих отложений. Известны случаи, когда тело силлов переходит по вертикальным трещинам из одного горизонта толщ в другой и при этом не отмечается каких-либо видимых причин, обусловивших это. Одновременно с этим обнаруживается совмещенность полей силлов с регионами распространения битуминозных толщ. В дополнение к этому, приуроченность участков обнаружения самородных металлов и интерметаллических соединений (Cu, Fe, Zn, Sn, Hg, CuZn, CuAs, PbSb,

Ni_3Sn и др.) к регионам распространения битуминозных толщ натолкнула автора данной статьи на следующую схему формирования силлов.

Пересечение магмой естественных хранилищ нафтенов (нефти, газа) сопровождается, как и всей остальной части приконтактовых зон, прогревом. В результате этого в пределах пласта с углеводородами происходит резкое повышение давления. Причем величина его будет во много крат превышать давление, определяемое по закону Шарля, согласно которому оно возрастает на 1/273 с повышением температуры на каждый градус. В сравнении с этой величиной несоизмеримо больший вклад в повышение давления вносят газы образованные: 1- из жидкостей пласта прогретых до и выше их критической температуры; 2 - как продукты пиролиза нефти и гомологов метана.

Температура базальтовой магмы составляет порядка 1000 °С и, следовательно, в приконтактовой зоне вполне возможен прогрев многих веществ до и выше критической температуры. К ним можно отнести этан, критическая температура которой +32 °С; а также пропан (+97°С); бутан (+152°С); пентан (+197°С); углекислый газ (+31°С); сероводород (+101°С); и воду(+374°С). Как видно из приведенного списка существует достаточно много жидкостей, которые могут в зоне экзоконтакта магмы перейти в газообразное состояние и принять участие в повышении внутрипластового давления. Здесь следует учесть, что указанные значения справедливы к индивидуальным соединениям. В природных условиях встречаются, как правило, смеси. Вычисленная для нее температура носит название псевдокритической и определяется как сумма произведений критических температур (абсолютных) отдельных компонентов, составляющих смесь, на их молярную концентрацию. Следовательно, чем больше в природном вместилище относительная концентрация низкомолекулярных углеводородов, тем большее количество высокомолекулярных углеводородов вовлекается в газообразование. Последнее усугубляется процессами природного крекинга, который может начать проявляться при температуре 500 - 600°С в результате чего, некоторая часть тяжелых фракций нефти расщепляется на легкие.

В соответствии с изложенным вклад в повышение давления жидких веществ пласта и продуктов процесов крекинга прогретых до и выше критической тепературы может быть выражено как:

$$P_к = pк \times T \times 1/273,$$

где $p_к$-псевдокритическое давление перегретой смеси жидкостей; Т - температура перегретой смеси паров.

Существенное увеличение внутрипластового давления произойдет за счет пиролиза [6], начинающего проявляться с нескольких сотен градусов по Цельсию. Согласно закона Авогадро, вклад в давление каждого расщепленного компонента нефти или гомолога метана повысится во столько раз, сколько образуется новых газообразных веществ при их деструкции. Количество фракций нефти, вовлеченных в пиролиз, и степень их деструкции повышаются с увеличением температуры. Среди новообразованных газов появляются водород и непредельные углеводороды, обладающие высокой восстановительной способностью.

Таким образом, создается впечатление, что в приконтактовой зоне природного вместилища нафтенов и внедряющейся магмы может возникнуть кратковременное гипераномальное давление, соответствующее вычисленному индивидуальному газу при определенной температуре помноженному на количество новообразованных газов и, плюс к этому, давление смеси перегретого пара.

Вполне очевидно, что чем выше концентрация фракций нефти в приконтактовой зоне магмы, тем выше величина гипераномального давления. Правомерно предположить, что в системы трещин, предшествовавших внедрению даек, устремлялись газ и нефть. В некоторых случаях нефть и продукты обратной конденсации, могли заполнять собой все полости системы трещин и, кроме этого, в повышенных концентрациях скопиться вблизи них. Следовательно, к моменту внедрения магмы создаются дополнительные условия для возникновения кратковременного гипераномального давления в зоне контакта естественного хранилища нафтенов и внедряемой магмы.

Резкое, взрывообразно возникшее гипераномальное давление упирается в непроницаемую покрышку природного вместилища нафтенов и, не успев распространиться по горизонтали, воздымает вышележащие толщи. В результате этого вдоль наиболее ослабленного контакта горизонта нефтегазоносного пласта произойдет межпластовый разрыв. В первоначальный момент давление газов в возникшей полости может быть настолько сильным, что часть газов будет вдавлена в магму. Вполне возможно, что именно этим и объясняется происхождение углеводородов, обнаруживаемых в некоторых случаях в магме [7].

Газы, удаляясь вдоль полости от приконтактовой зоны магмы охлаждаются и, вследствие этого, уменьшаются в объёме. Это может происходить настолько быстро, что полость, открывшаяся гипераномальным давлением, не успевает захлопнуться и в неё втягивается

расплавленная магма. Проникновение её по разрыву приводит к площадному прогреву нафтенов и продвижению зоны гипераномального давления впереди фронта внедрения силла. С точки зрения этой модели можно объяснить такие противоречия как наличие признаков внедрения силлов под воздействием кратковременного аномально высокого давления и, одновременно с этим, отсутствие каких-либо признаков разрушения приконтактовых горизонтов вмещающих толщ. Происходит процесс аналогичный втягиванию жидкости в шприц. Очевидно, что мощность пласта силла будет зависеть от величины открывающейся полости, которая, в свою очередь, будет зависеть от состава, количества и концентраций нафтенов в природном вместилище, а также мощности перекрывающих толщ. Процессы крекинга и пиролиза могут протекать и после внедрения силла, продолжительность и глубина проявления будут зависеть от мощности силла, толщины нефтегазоносных пластов под и над силлом, скорости миграции подвижных фракций нафтенов из материнских толщ.

В некоторых случаях парциальное давление смеси агрессивных перегретых газов, состоящих из водорода и непредельных углеводородов достигало, по-видимому, таких величин, что было достаточным для восстановления металлов из сульфидов приконтактовых толщ вмещающих пород. Этот тип минералообразования можно выделить в отдельный и определить его как "пиролизогенный".

Предлагаемая модель формирования силлов позволяет:

- объяснить быстрое преобразование в больших количествах тяжелых фракций нафтенов в легкие;
- раскрыть механизм рассеяния и миграции газов с подвижными фракциями нефти из материнских пластов в регионах развития силлов;
- понять причины обогащения нафтенов соединениями с серой неорганического происхождения.
- пояснить происхождение самородных металлов и их природных сплавов в осадочных породах.

Литература:

1. Левинсон-Лессинг Ф.Ю., Гинзберг А.С., Дилакторский Н.Л. Траппы Тулу-но-Уджинского и Братского районов в Восточной Сибири. // Труды Совета по из-уч. произв. сил АН СССР. Сер.сибирская. 1932. Вып. 1.

2. Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат. 1954, 178 с.

3. Полканов А.А. Генетическая систематика интрузий платформы - кратогена. // Изв. АН ССР. Сер.геол. 1946. № 6.

4. Васильев В.Г., Ковальский, В.В., Черский Н.В. Проблема происхождения алмазов. Якутск. 1961. 152 с.

5. Милашев В.А. К вопросу о механизме внедрения силлов. // Информац.бюлл. Инст. геол. Арктики. Л. 1959. Вып. 13. - С. 34-38.

6. Солоненко В.П. Происхождение и классификация месторождений графита. // Известия Сибирского отделения АН СССР. 1958, № 5. С. 54-62.

7. Минский Н.А. Саидов М.Н. К вопросу о происхождении битуминозных веществ в интрузивных породах // Геология нефти и газа. 1961. № 5. С. 28- 34.

ПРИРОДА ГЛОБАЛЬНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПО СОВРЕМЕННЫМ ДАННЫМ О ГОРЯЧЕЙ ГЕТЕРОГЕННОЙ АККРЕЦИИ ЗЕМЛИ

Шкодзинский В.С.

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

shkodzinskiy@diamond.ysn.ru

Главными исходными положениями традиционной петрологии являются однотипность ранних и современных геологических процессов и образование магм путем небольших (0,1 – 20 %) степеней частичного плавления глубинных пород. Эти положения вытекают из рассчитанной математиком О.Ю. Шмидтом [2] модели образования Земли путем холодной гомогенной аккреции, то есть путем слипания относительно холодных частиц, состав которых не изменялся во времени. Эти положения модели были приняты для удобства расчетов и не подтверждены геологическими данными ни во время их выдвижения ни при последующем массовом использовании. Поэтому не случайно к настоящему времени они пришли в противоречие с многими данными.

Детальное изучение [1] показало, что составы мантийных ксенолитов и раннедокембрийских кристаллических комплексов образуют тренды магматического фракционирования, изотопные возрасты и температуры кристаллизации их пород уменьшаются в полном соответствии с последовательностью образования при фракционировании. Ранние геотермические градиенты в кристаллических комплексах и ксенокристаллах в кимберлитах проектируются в область очень высокой температуры (до 1000°) на земной поверхности и имеют очень небольшую величину (около 3 град/км). Последняя в десятки раз меньше, чем у современных геотермических градиентов (до 150 град/км) и близка к адиабатическому градиенту для расплавов (0,3 град/км). Эти и многие

другие данные однозначно свидетельствуют о горячей аккреции Земли и фракционировании на ней глобального океана магмы.

В тысячи раз более высокое содержание в мантийных породах хорошо растворимых в металлическом железе сидерофильных элементов и кислорода, чем в случае химической равновесности этих пород с металлическим железом, указывают, что силикатные и железные частицы никогда не были перемешаны в земных недрах и, следовательно, аккреция была гетерогенной. Железные частицы в протопланетном диске укрупнялись быстрее силикатных под влиянием мощных магнитных сил и ядро возникло раньше мантии. Быстрая аккреция ядра привела к интенсивному импактному его разогреву, к его изначально очень высокой температуре, является причиной постоянного подогрева им мантии и возникновения в ней конвекции.

Как показали расчеты [1], вязкость слабо подплавленных пород в миллионы раз выше вязкости магм. Это препятствует процессам отделения из них выплавок и возникновения магм. Данный вывод подтверждается автохтонностью выплавок в мигматитах и в экспериментах с перидотитами, расплавленными менее, чем на 35 – 40 % [3].

Таким образом, все исходные положения традиционной петрологии находятся в противоречии с большим количеством эмпирических данных. По этой причине она является набором мифов о несуществующих процессах. Это приводит к неэффективным затратам огромных труда и средств на решение псевдопроблем. Например, тысячи исследователей безуспешно пытаются разработать стратиграфию раннедокембрийских кристаллических комплексов и определить время процессов накопления и метаморфизма их гипотетических исходных толщ. Между тем, эти процессы не существовали, так как данные комплексы имеют признаки возникновения путем фракционирования магматического океана.

Все это свидетельствует о необходимости разработки новой петрологии на основе детально обоснованных процессов горячей гетерогенной аккреции Земли. Учет этих процессов приводит к принципиально новому решению всех генетических проблем.

Как показали расчеты, выпадавшие на сформировавшееся ядро силикатные частицы, плавились в результате главным образом импактного тепловыделения, что привело к образованию магматического океана. Придонные его части при аккреции частично кристаллизовались под влиянием роста давления образующихся верхних частей и сформировали из кумулатов породы нижней мантии, а из всплывавших остаточных расплавов

– различные по составу слои магматического океана. Вследствие незначительной еще глубины океана и пониженной силы тяжести на ранней небольшой Земле придонное фракционирование длительное время было малобарическим, поэтому возникавшие остаточные расплавы варьировали по составу от толеитов до риолитов. Только существование этих ранних массовых малобарических процессов синаккреционного фракционирования позволяет объяснить широкое развитие на Земле толеитов и гранитов и обычно очень высокое начальное отношение изотопов стронция в-последних, подтверждающее образование их исходного вещества в процессе аккреции.

Расположение разных расплавов по плотности привело к возникновению слоистости в магматическом океане. Вследствие этого при остывании в океане не возникала единая конвекция от дна до поверхности, поэтому после прекращения аккреции он длительно затвердевал сверху вниз преимущественно в результате кондуктивных теплопотерь. Это объясняет отсутствие на Земле пород древнее 4 млрд. лет и кратеров завершавшей аккрецию гигантской метеоритной бомбардировки. Вследствие увеличения плотности при кристаллизации затвердевшие верхние части магматического океана периодически тонули вместе с начавшими формироваться на них осадками и на их место всплывали нижние жидкие. Это объясняет пестрый состав раннедокембрийских кристаллических комплексов, обычно линзовидную и неправильную форму тел слагающих их гнейсов и присутствие среди них паропород.

Образование кристаллической коры древних платформ преимущественно путем кристаллизации магматического океана объясняет однотипный ее состав на всех платформах, близость температур ее кристаллизации к магматическим, отсутствие постепенных переходов в неметаморфизованные породы и реликтов ранних низкотемпературных минералов. Вследствие магматического происхождения нет необходимости предполагать труднообъяснимое существование мощных (десятки километров) перекрывающих толщ, теплоизолирующим влиянием которых должен быть обусловлен метаморфизм.

Импактное тепловыделение возрастало с увеличением размера падающих тел вследствие уменьшения удельных теплопотерь на излучение. Поэтому неизбежное постепенное повышение размера частиц в протопланетном диске приводило к сильному (на тысячи градусов) увеличению температуры аккреции. Следовательно, в раннем докембрии

геотермический градиент был обратным по отношению к современному и в это время не существовали нижнемантийные плюмы и современные геодинамические обстановки. Они появились только в конце протерозоя после прогрева нижней мантии изначально очень горячим ядром.

По мере кристаллизации океана магмы сверху вниз сначала всплывали кислые остаточные расплавы верхнего слоя, далее щелочно-основные расплавы базитового слоя, затем щелочно-ультраосновные пикритового слоя и далее кимберлитовые остаточные расплавы нижнего перидотитового. Это объясняет генезис и последовательность формирования магматических пород древних платформ.

При аккреции мантии падение крупных планетезималей приводило к возникновению импактных кратеров на дне магматического океана. Они заполнялись его расплавами. Примером таких кратеров являются лунные «моря». Быстрое компрессионное затвердевание заполнявших их расплавов обусловило формирование крупных тел эклогитов преимущественно толеитового состава. Их всплывание обусловило возникновение плюмов в мантии. Декомпрессионное плавление их вещества приводило к быстрому образованию огромных объемов преимущественно толеитовых основных магм и к возникновению траппов. Разноглубинное фракционирование этих магм является причиной формирования магматических пород океанов и складчатых областей. Выжимание и всплывание наиболее кислой кристаллической коры в зонах коллизии приводило к ее декомпрессионно-фрикционному плавлению и к возникновению огромных гранитных батолитов.

Вследствие гетерогенного характера аккреции содержание в мантии поздно конденсировавшихся литофильных и летучих компонентов увеличивалось снизу-вверх. Это обусловило их повышенное в среднем содержание в формировавшихся из эклогитов верхних частей мантии траппах и в субдукционных магматических породах.

Литература:

1. Шкодзинский В.С. Глобальная петрология по современным данным о горячей гетерогенной аккреции Земли. Якутск: Изд-во СВФУ. 2018. 244 с.

2. Шмидт О.Ю. Происхождение Земли и планет. М.: Изд-во АН СССР. 1962. 132 с.

3. Arndt N.T. The separation of magmas from partially molten peridotite // Carnegie Inst. Wash. Yearb. 1977. V. 76. P. 424–428.

ПЕТРОХИМИЯ ОСНОВНЫХ ПОРОД ШОШОНИТОВОЙ СЕРИИ ЮЖНОЙ ЧАСТИ КУЛАР-НЕРСКОГО СЛАНЦЕВОГО ПОЯСА

Яковлева К.Ю.[1,2,3], Кадильников П.И.[2,3], Кудрин М.В.[1]
1 – Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, geo@yakutia.ru
2 – Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск, kadilnikovpi@ipgg.sbras.ru
3 – Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

Исследуемые дайки основных пород, находящиеся в южной части Кулар-Нерского сланцевого пояса (район верхнего течения р. Малый Тарын), приурочены к зоне Адыча-Тарынского регионального разлома [3]. Интрузивные тела прорывают терригенные отложения (турбидиты) позднего триаса. Дайки деформированы, разбиты разрывными нарушениями сдвиговой кинематики [2].

Исследовались основные породы дайки мощностью 1-2 м участка Зеленый Мало-Тарынского золоторудного месторождения [1, 3]. Петрохимические анализы на главные компоненты (9 образцов), а также Zr, Y и Nb были выполнены в отделе физико-химических методов анализа ИГБАМ СО РАН. Центральная часть дайки сложена мелкозернистыми породами с массивной текстурой, краевые – породой с афировой и, участками, гиалопилитовой с флюидальной и миндалекаменной текстурой. Породы, имеющие гиалопилитовую структуру содержат микролиты плагиоклаза и калиевого полевого шпата (размером до 0.2-0.5 мм), равномерно распределенных в породе, в количестве до 20 об.%. В мелкозернистых разностях дайковых пород интенсивно проявлены вторичные изменения. Породообразующие минералы в них почти полностью замещены карбонатом, хлоритом, эпидотом и серицитом. В отдельных шлифах устанавливаются реликты зерен оливина и калиевого полевого шпата в виде порфировых вкрапленников (до 3-5 мм), а в основной массе – плагиоклаза, калиевого шпата, пироксена и амфибола. Миндалины выполнены кальцитом. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, а рудные – окислами и сульфидами железа.

Исследуемые дайковые породы относятся к трахидолеритам и трахибазальтам (SiO_2 – от 48.6 до 51.5 мас. %, Na_2O+K_2O = 4.02 – 4.56 мас. %). Они соответствуют шошонитовой магматической серии (K_2O> 3 мас. %;

TiO_2<1.1 мас. %; K_2O/Na_2O = 2.77 – 4.78). Породы характеризуются повышенным содержанием Al_2O_3 – 17.02-18.39 мас. %, умеренным MgO - от 6.78 до 8.07 мас. % и низким CaO – от 4.55 до 5.14 мас %. Они содержат нормативный гиперстен (23.28 – 28.20 мас. %), кварц (2.80 – 10.93 мас. %) и корунд (1.89 – 4.31 мас. %).

На дискриминантных диаграммах Zr–Zr/Y; Zr/Y–Nb/Y [6] и Zr/4–2Nb–Y) [4], исследуемые породы попадают в поле внутриплитной геодинамической обстановки.

Таким образом, изучаемые дайковые основные породы шошонитовой магматической серии Мало-Тарынского рудного поля могли образоваться, как в условиях активной окраины [5], так и подобно кайнозойским коллизионным шошонитам Тибета [7].

Исследование выполнено по плану НИР ИГАБМ СО РАН (проект № 0381-2016-0004).

Литература:

1. Акимов Г.Ю. Геология и генезис золото-кварцевого оруденения Верхне-Индигирского района на примере месторождений Нагорное и Тарынское. Дис. к.г.-м.н. Москва, 2004, 197С.
2. Фридовский В.Ю., Кудрин М.В., Полуфунтикова Л.И., Собянин Ю.П. Тектоническая зональность Мало-Тарынского рудного поля, Яно-Колымский золотоносный пояс: роль поперечных структур и сдвигов //Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России 2017. С. 209-213.
3. Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И. Структуры, минералогия и флюидный режим формирования руд полигенного Малотарынского золоторудного поля (северо-восток России) //Тихоокеанская геология. 2015. том 34. 4, С. 39-52.
4. Meschede M. A method of disriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeites with the Nb-Zr-Y-diagram // Chem. Geol., 1986. v.56. № 3-4. P. 207-218.
5. Müller D., Rock N.M.S. Groves D.I. Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic roks in different tectonic settings: A pilot study // Miner. Petrol., 1992. v.46., P. 259 – 289.
6. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol., 1984. v.25. P. 956 – 983.
7. Turner, S., Aranud, N., Liu, J., Rogers, N., Hawkesworth, C., Harris, N., Kelley, S., Van Calsteren, P., Deng, W. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. // J. Petrol., 1996., 37, P. 45–71.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ И МЕРЗЛОТОВЕДЕНИЕ

ПРИМЕНЕНИЕ ХОЛИНСКИХ ЦЕОЛИТОВЫХ ТУФОВ ДЛЯ ОЧИСТКИ РУДНИЧНЫХ ВОД

Бардамова И.В.
Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ,
Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ,
irina-bardamova@yandex.ru

В результате деятельности горнодобывающих предприятий образуются отходы производства, сточные воды, в значительных концентрациях содержащие тяжелые металлы и другие токсичные элементы, которые оказывают негативное воздействие на окружающие природные объекты. Сточные воды рудников часто сбрасываются в недостаточно или практически неочищенном виде в водные объекты. Поэтому очистка рудничных вод является одной из актуальных экологических задач.

Среди методов, успешно применяющихся для снижения уровня загрязнений и восстановления экосистемы, сорбционная очистка является одним из наиболее эффективных. Причем, использование природных материалов таких, как природные цеолиты, глины, диатомиты, опоки, перлиты и др., по сравнению с синтетическими материалами является экономически более выгодным.

В этой связи цель нашей работы заключалась в оценке возможности использования природных цеолитовых туфов Холинского месторождения для очистки рудничных вод.

Объекты и методы исследования.

Экспериментальные исследования проводились в полевых и лабораторных условиях.

В качестве объекта исследования были взяты рудничные воды штольни Западная, дренирующие сульфидно-гюбнеритовое месторождение Холтосон (Забайкалье, республика Бурятия) и клиноптилолитовые туфы Холинского месторождения (Забайкалье).

Лабораторные эксперименты проводились в Геологическом институте СО РАН [1] на пробах рудничной воды в динамических условиях изучали зависимость сорбционной способности Холинского цеолитового туфа от

крупности зерен. Через колонки объемом 100 см^3, заполненными сорбентами различной крупностью, пропускали исследуемую пробу рудничной воды.

Степень извлечения вычисляли по формуле (1):

$$I = \frac{100 \times (Co - Cp)}{Co}, \qquad 1)$$

где I – степень извлечения, %; C_o – начальная концентрация элемента в растворе, C_p – конечная концентрация элемента в растворе (равновесная концентрация).

В полевых условиях изучалась зависимость сорбционной способности Холинского цеолитового туфа от продолжительности взаимодействия с рудничной водой. Через слой сорбента крупностью 5-7 мм, загруженного в сорбционную колонку (высота слоя 30 см), пропускали поток рудничной воды со скоростью 0,13м^3/час. На входе и выходе из колонки через 1, 2, 6, 12 и 24 часа осуществляли отбор проб воды.

Оценку гидрохимических показателей осуществляли методами количественного химического анализа. Анализ содержания микроэлементов выполнен методом ISP AES на приборе OPTIMA 2000 DV.

Результаты и их обсуждение

Для изучения зависимости сорбционных свойств от размера зерна сорбента были отобраны пять фракций (5-7 мм; + 2-5 мм; + 1-2 мм; + 0,5-1 мм; + 0,25-0,5 мм) цеолитовых туфов месторождения Холинское.

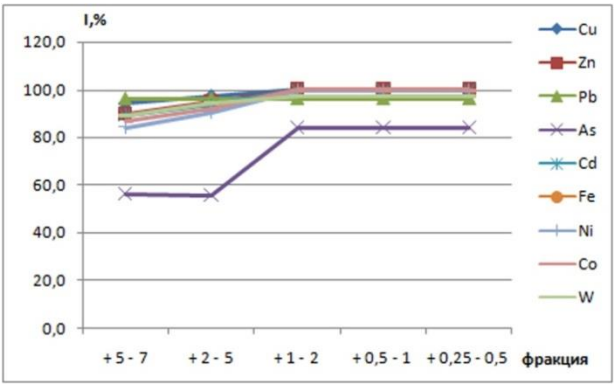


Рис. 1. Влияние крупности сорбента на степень извлечения тяжелых металлов

Эксперименты, проведенные в условиях динамической сорбции, показали, что степень извлечения катионов металлов увеличивается с уменьшением диаметра зерна сорбента. Причем, наименьшая степень извлечения наблюдается по мышьяку (56 – 84%), наибольшая – по меди (94 – 100%). На диаграмме (рис. 1) видно, что оптимальные результаты по сорбции достигаются при диаметре зерна 1-2 мм и далее с уменьшением крупности практически не изменяются. Исключение составляют ионы Pb^{2+}, степень извлечения которых практически не зависит от диаметра зерен сорбентов (рис. 1).

Поскольку сорбционные свойства Холинского цеолитового туфа достаточно высоки и при крупности +5-7 мм, такая фракция была отобрана для полевых опытов. Из результатов полевых испытаний, показанных на диаграмме (рис. 2) видно, что при пропускании через слой Холинского цеолита рудничных вод происходит снижение концентрации в них свинца: через 1 час - в 1,6 раз, через 2 часа - в 1,68 раз, но через 6 часов наблюдаем постепенное увеличение концентрации свинца в выходных водах. Далее концентрации свинца продолжают увеличиваться, что свидетельствует о снижении емкости сорбента. Причем, через 24 часа сорбции в динамических условиях полного заполнения емкости еще не наблюдается (концентрация в остаточных водах снижается лишь в 1,27 раз).

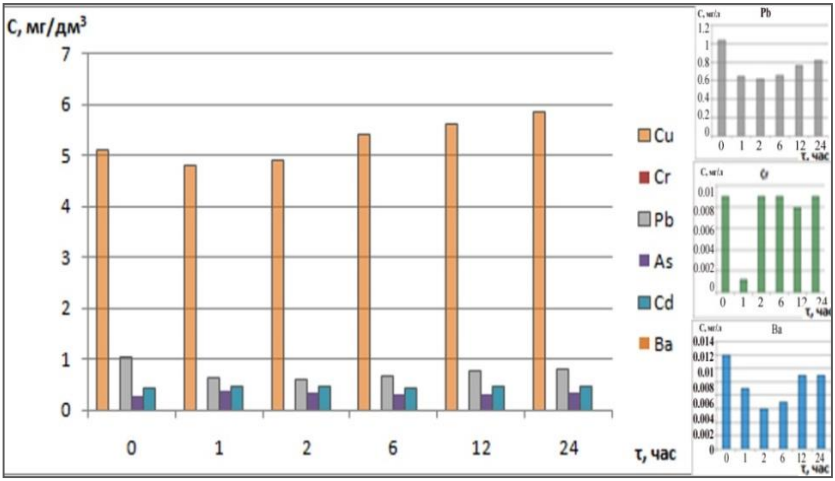


Рис. 2. Содержание элементов в остаточных водах после сорбции Холинским цеолитовым туфом

В отношении хрома сорбционные свойства Холинского цеолитового туфа в данных условиях изменяются следующим образом: через 1 час наблюдается снижение концентрации хрома в остаточных водах в 7,5 раз, но уже через 2 часа непрерывной сорбции наблюдается заполнение емкости по хрому, что выражается в увеличении концентрации хрома в остаточных водах до прежнего уровня.

По барию концентрация в остаточных водах за 1-й час сорбции в динамическом режиме снизилась в 1,56 раза, через 6 часов концентрация бария в остаточных водах снизилась в 2 раза, но через 12 часов динамической сорбции наблюдается повышение концентрации в остаточных водах - содержание бария стало ниже исходного в 1,27 раз.

По другим элементам заметных снижений концентраций после не наблюдалось, что можно объяснить, возможно, тем, что переполнение емкости цеолитового туфа при данных параметрах происходит за более короткий период времени, чем время контрольного отбора проб.

Заключение

Результаты проведенных исследований показали, что:

- цеолитовые туфы Холинского месторождения могут быть использованы для очистки рудничных вод от ионов тяжелых металлов и других токсичных элементов, таких как Zn, Cu, Pb, Cd, Fe, Ba, Ni, Co, W;
- оптимальная крупность для проведения процесса сорбции составляет +1-2 мм;
- при использовании сорбентов с размером зерен +5-7мм необходимо изменить параметры процесса (высоту слоя загрузки, скорость потока).

Исследования выполнены при финансовой поддержке проекта ФАНО № 0340-2016-0006 и гранта РФФИ № 16-05-01041.

Литература:

1. Бардамова И.В. Очистка шахтных вод природными сорбентами месторождений Забайкалья // Приоритеты и особенности развития Байкальского региона. Материалы V международной научно-практической конференции, посвященной 350-летию добровольного вхождения Бурятии в состав Российского государства. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2011 г. – С. 144-145.

РЕЗУЛЬТАТЫ СПЕКТРАЛЬНОЙ СОЛНЕЧНОЙ ФОТОМЕТРИИ АТМОСФЕРНЫХ ПАРАМЕТРОВ В ЯКУТИИ, ПОЛУЧЕННЫЕ В ПЕРИОД С 2015 ПО 2017 ГОД

Васильев М.С.
Институт космофизических исследований и аэрономии им. Ю.Г. Шафера СО РАН, г. Якутск, m.s.vasiliev@ikfia.ysn.ru

Известно, что одной из важнейших задач климатологии является изучение оптически активных компонентов атмосферы, определяющих поглощение, рассеивание и пропускание как солнечного, так и теплового излучения Земли. Параметры атмосферного аэрозоля (например, аэрозольная оптическая толщина – АОТ) и водяного пара (влагосодержание атмосферы – *W*) это климатообразующие факторы, которые недостаточно изучены на обширных территориях (например, Якутия), что связано в основном с отсутствием сети экспериментальных приборов. Атмосферный аэрозоль в отличие от парниковых газов отличается многообразием свойств и взаимодействий с солнечной радиацией и другими физическими полями, а также компонентами биосферы. Например, в отличие от парниковых газов, аэрозоль и его климатическое радиационное возмущающее воздействие может, как усиливать, так и ослаблять парниковый эффект. В свою очередь, известно, что исследования, связанные с водяным паром, позволяют учесть энергетические ресурсы атмосферы, например, оценка которых важна при решении задач по активным воздействиям на циклоны [4]. С процессами влагообмена связано образование облачного покрова и выпадение осадков [5].

В работе [1] впервые было показано, что возмущение атмосферы аэрозольными частицами вследствие очагов горения лесного массива приводит к снижению потока солнечной радиации и при наличии отрицательной фазы уходящей длинноволновой радиации, наблюдается спад амплитуды приземной температуры воздуха.

В работе [2] по данным АЭРОНЕТ (ст. Якутск, ст. Томск, ст. Иркутск и ст. Даланзадгад) проведено сопоставление среднемесячных значений *W* (г/см^2) с данными ре-анализа ERA-Interim за период 1979-2015 гг. и рассчитаны средние квадратичные отклонения среднего арифметического значения (S_x). Показано, что максимальное расхождение между данными наблюдается в летний период, однако коэффициенты корреляции Пирсона *R* (вычислены с уровнем значимости *P* = 99%) находятся свыше

критических значений $r_{крит}$ и указывают на хорошую временную согласованность данных. По данным реанализа ERA-Interim обнаружена достоверно значимая корреляционная связь (свыше 0,7 при P = 99% и $r_{крит.}$ =0,42) среднегодовых значений W с квазидвухлетними колебаниями зонального ветра в экваториальной стратосфере при его восточной фазе за период 1979-2015 гг. В тоже время в вариациях W в зависимости от географической широты наблюдается проявление фундаментальных циклов солнечной активности.

В работе [3] проведено исследование состояния прозрачности атмосферы за период 2004-2014 гг. с последующим сравнительным анализом годового хода среднемесячных значений АОТ с данными спутникового мониторинга. Было установлено, что ежегодно, дни со значениями АОТ относящихся к *III* классу прозрачности атмосферы (грязная атмосфера) составляли в среднем 25-30% от общего числа дней измерения АОТ.

Таким образом, вышеописанные результаты исследований, полученные с помощью данных спектральной солнечной фотометрии и проведенные в 2015-2017 гг. свидетельствуют о том, что использование солнечных фотометров необходимо с точки зрения, как фундаментальной, так и прикладной науки. На обширной территории Якутии необходима сеть экспериментальных приборов и установок для осуществления непрерывного (с «полной автоматизацией») мониторинга за атмосферными параметрами.

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. Связь широтной динамики влагосодержания атмосферы с квазидвухлетними колебаниями зонального ветра в экваториальной стратосфере и солнечной активностью над северо-востоком Евразии за период 1979-2015 гг. // Оптика атмосферы и океана. 2017. Т. 30. № 5. С. 409-413.

3. Васильев М.С., Николашкин С.В. Состояние прозрачности атмосферы над центральной частью Якутии по данным солнечного фотометра за период 2004-2014 гг. // Метеорология и гидрология. 2017. № 11. С. 14-20.

4. Калинин Н.А., Ветров А.Л. Генерация доступной потенциальной энергии вследствие крупномасштабной конденсации в циклонах умеренных широт // Метеорология и гидрология. 2002. № 4. С. 17-27.

5. Семенова А.П. К вопросу о связи осадков с влагосодержанием атмосферы // Труды УкрНИГМИ. 1982. Вып. 188. С. 14-17.

СОСТАВ СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ ВОДНОГО СТОКА МЕЖМЕРЗЛОТНЫХ ТАЛИКОВ И ПОДЗЕМНЫХ ИСТОЧНИКОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ

Галанин А.А.[1], Павлова М.Р.[1], Папина Т.С.[2], Шапошников Г.И.[1], Скрябина А.С.[1]

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

2 – Институт водных и экологических проблем СО РАН, г. Барнаул

Вплоть до настоящего времени отсутствуют какие-либо сведения о составе и стабильных изотопов (O^{18} и D) и их вариациях в водном стоке межмерзлотных источников Центральной Якутии. В связи с этим в 2014 г. нами начаты рекогносцировочные отборы проб воды из разных источников бассейна р. Лены и Вилюя. В 2017 г. был начат систематический отбор проб из подземных источников и других компонентов водного стока в пределах распространения дюнных отложений дъолкуминской свиты. Накопленная к настоящему времени изотопная база данных насчитывает более 350 определений O^{18} и Dразличных компонентов водного стока (межмерзлотные источники, озера, реки, подземные льды, наледи, атмосферные осадки и др.) дает возможность впервые в приближенном виде охарактеризовать изотопный состав водного стока Центральной Якутии, а также сравнить с уже опубликованными данными по составу стабильных изотопов выпадающих здесь атмосферных осадков [1;3].

Изотопный состав атмосферных осадков Центральной Якутии по данным GNIP (Global Network of Isotopesin Precipitation) на период до 2000 гг. был следующим [3]: среднее многолетнее $\delta^{18}O$ = -23,63±8,83‰, $\delta^{18}D$ = -186,14±69,33 ‰; Dexc = 2,90±6,97‰. На основании данных GNIP [3], доступных нами была рассчитана Локальная линия метеорных вод (ЛЛМВ) для г. Якутска на период до 2000 г. $\delta D = 7{,}8*\delta^{18}O - 1{,}6$.

Результаты опробования атмосферных осадков для г. Якутска в 2013-2014 гг. [1] показали для холодного периода (снег): $\delta^{18}O$ = -31,65; δD = -237,1‰. Для теплого сезона (дождь): $\delta^{18}O$ = -13,0‰; δD = -109,3‰. Если принять во внимание что 70% осадков в регионе приходится на летний период [1], то средневзвешенные годовые значения составляют: $\delta^{18}O$ = -18,6‰; δD = -147,6‰; Dexc = 1,12‰.

Изотопный состав межмерзлотных источников Центральной Якутии имеет следующие характеристики. Значения в 114 пробах, отобранных с 2014

по 2017 г. в бассейне нижнего течения р. Вилюй и в среднем течении р. Лены, варьировали для $\delta^{18}O$ от -19.47 до -23,75‰, для δD - от -156,87 до -185,55‰; для Dexc - от 4,45 до -6,28‰. Среднее арифметическое составило $\delta^{18}O$ = -21,62±0,68; δD = -173,00±4,46; Dexc = -0,02±1,74. В целом, это указывает на весьма устойчивый состав стабильных изотопов в источниках вне зависимости от их местонахождения и времени года.

Подземные источники бестяхской террасы на правобережье р. Лены характеризуются следующими составами. Группа источников Булус (74 пробы): $\delta^{18}O$ = -21,8±0,2‰; δD = -174,3±1,3‰; Dexc = 0,1±0,7‰. За период наблюдений с марта по октябрь 2017 г. вариации $\delta^{18}O$ составили менее 1,5‰; δD - менее 1‰. Сходные значения установлены для источников Улахан-Тарын (8 проб): $\delta^{18}O$ = -21,3±0,6‰; δD = -172,7±4,0‰; Dexc = -2,4±1,2‰.

Источники незакрепленных тукуланов Кысыл-Сырский и Махатта (бассейн нижнего течения р. Вилюй) среди всех исследованных источников Центральной Якутии имеют наиболее тяжелые изотопные составы и максимальные их сезонные вариации. Здесь на протяжении 2015 □□2016 гг. вариация $\delta^{18}O$ составила от -19 до -24‰; вариация δD составила от -157 до-186‰, среднее значение $\delta^{18}O$ = -21,21±1,19‰, δD = -169,65±7,48‰. Средний дейтериевый эксцесс составил 0,11±2,99‰.

Наиболее детально был изучено изменение содержаний O^{18} и D в источнике Булус (74 пробы), расположенного в основании бестяхской террасы на правобережье р. Лены в 100 км к югу от г. Якутск (рис. 1). Разгрузка межмерзлотных вод осуществляется в множестве мелких и нескольких компактных выходах (5-6 шт.) в основании стенок термоцирка глубиной около 20 и шириной около 200 м. В зимний период вся долина Булуса покрывается наледью мощностью до 6-7 м. Самый высокодебитный источник именован предшественниками Булус Главный. Дисперсионное облако наблюденных изотопных составов источников Булус (рис. 1) весьма плотное и имеет вид эллипса, ориентированного по оси δD = 6,31 $\delta^{18}O$–36,66 (R^2 = 0,777), что характеризует существенное отклонение от ГЛМВ (δD = 8×$\delta^{18}O$+10) и ЛЛМВ для Якутска (δD = 7,8*$\delta^{18}O$ – 1,6), рассчитанной нами по данным [3]. Это отклонениеможет свидетельствовать о испарительном фракционировании водного стока этих источников относительно выпадающих в регионе осадков.

Изотопные составы стока наиболее крупного и стабильного источника Булус Главный формирует плотное "ядро" в дисперсионном облаке всех источников данной группы (см. рис. 1, б), что свидетельствует о высокой стабильности его состава на протяжении периода мониторинга. Вместе с

тем и в источнике Булус Главный устанавливается значимая сезонная вариация – утяжеление состава по $\delta^{18}O$ примерно на 0,5‰, а по δD на 3,0‰. При этом Dexc практически не меняется, варьируя от -1 до +1‰. Наиболее утяжеленный изотопный состав стока подземных источников характерен для второй половины лета.

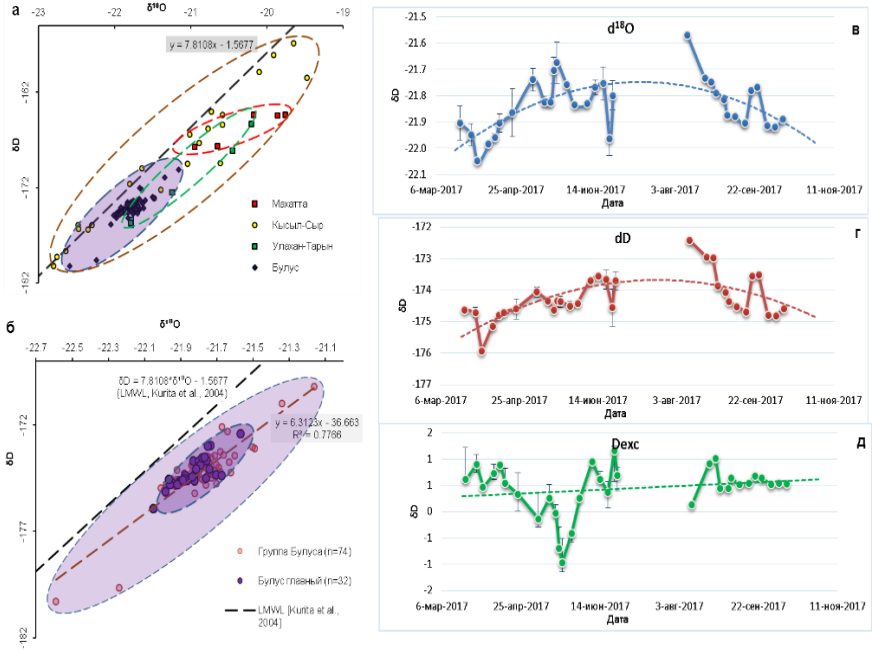


Рис. 1. Состав δ18O и δD некоторых групп подземных (межмерзлотных) источников Центральной Якутии (а), группа источников Булус (б) и вариация изотопного состава стока источника Булус Главный (в, г, д) с марта по ноябрь 2017 г.

Сравнение состава стабильных изотопов водного стока подземных источников Центральной Якутии ($\delta^{18}O$ = -21,62±0,68‰; δD = -173,00±4,46‰; Dexc = -0,02±1,74‰) показывает, что они наиболее близки к среднегодовым атмосферным осадкам. В то же время, что составы поверхностных водоемов (озера, ручьи) в области питания резко различаются. Так, средний состав воды из 48 озер тукулана Махатта ($\delta^{18}O$ = -14,8±1,8; δD = -137,4±11,9; Dexc = -18,7±2,5) весьма тяжелый и характеризуется сильным отрицательным дейтериевым эксцессом, что можно объяснить интенсивном испарительном фракционировании [4]. Если следовать предположениям

В.В. Шепелева [2] о том, что тукуланные озера гидравлически связаны и принимают участие в питании межмерзлотных таликов и подземных источников, то почему изотопный состав последних так отличается от поверхностных вод? Это можно объяснить двумя способами: 1) Поверхностные водоемы и подземные источники имеют разное питание, а гидравлическая связь между ними затруднена или отсутствует. Источники питаются преимущественно за счет зимних и летних атмосферных осадков; 2) Гидравлическая связь и водообмен между озерами и подземными источниками весьма хорошие, но при инфильтрации грунтовых вод происходит криогенное фракционирование (вымораживания) молекул тяжелой воды, и существенное изменение ее изотопного состава.

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

Литература:

1. Папина Т.С., Малыгина Н.С., Эйрих А.Н., Галанин А.А., Железняк М.Н. Изотопный состав и источники атмосферных осадков в Центральной Якутии // Криосфера Земли. 2017. Т. XXI. № 2. С. 60-69. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2017-2(60-69

2. Шепелев В.В. Надмерзлотные воды криолитозоны. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2011. 169 с.

3. Kurita N., Yoshida N., Inoue G., Chayanova E.A. Modern isotope climatology of Russia: A first assessment // J. Geophys. Res, 2004, vol. 109, D03102, doi:10.1029/2003JD003404.

4. Yuan F., Sheng Y., Yao T., Fan C., Li J., Zhao H., Lei Y. 2011. Evaporative enrichment of oxygen-18 and deuterium in lake waters on the Tibetan Plateau // J. Paleolimnol., 2011. Vol. 46. № 2. P. 291-307. dx.doi.org/10.1007/s10933-011-9540-y

ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА УЧАСТКА "БУРАННЫЙ" ТОМТОРСКОГО РЗМ

Гололобова А.Г.

Научно-исследовательский институт прикладной экологии Севера СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Якутск, nuta0687@mail.ru

Ландшафтный анализ показывает, что наибольшую площадь территории лицензионного участка занимают пологие склоны (49,3%) и плакоры

(12,9%) с лиственничными редколесьями ерниковыми кустарничковыми мохово-лишайниковыми на криоземах гомогенных неоглеенных. К нарушенным геологоразведочными работами площадям относятся земли занятые площадками буровых скважин, вахтовым поселком, нефтебазой, линейными сооружениями транспорта. Общая площадь нарушенных территорий составляет 1,09 км^2 или 8,8 % площади участка [1].

В настоящей работе рассматриваются результаты эколого-геохимических исследований почв территории Томторского месторождения за период 2014-2016 гг.

Доминирующими типами мерзлотных почв территории участка «Буранный» являются криоземы гомогенные оглеенные, неоглеенные и тиксотропные, которые сформированы на отложениях различных пород тяжелого гранулометрического состава и занимают значительную площадь в пределах элювиальных и трансэлювиальных ландшафтов. В связи с проведением геологоразведочных работ в пределах лицензионного участка увеличились площади нарушенных земель и сформированы своеобразные техногенные поверхностные образования и антропогенно-преобразованные почвы.

Почвы лицензионного участка характеризуются значениями pH варьирующими от кислых до близко к нейтральным значениям. По трем годам исследований, значительных изменений геохимических условий почвенной среды на данной территории не установлено. Степень варьирования pH почв небольшая по величине (V=14%), в среднем, составляет 5,3±0,1.

Доля распределения кислых и слабокислых почв по годам исследований выглядит следующим образом:

2014 год: кислые (pH<5) – 76 %, слабокислые (pH=5-6,5) – 24 %;

2015 год: кислые (pH<5) – 64 %, слабокислые (pH=5-6,5) – 36 %;

2016 год: кислые (pH<5) – 63 %, слабокислые (pH=5-6,5) – 37 %.

Так, доля кислых почв по сравнению с 2014 г. уменьшилась на 48 %, а доля слабокислых почв увеличилась на 9 %, что в большей степени связано с увеличением точек детализации в 2016 г. При этом, точки Т-9 и Т-13, где сформированы техногенные поверхностные образования, остались неизменными и характеризуются слабощелочными значениями pH. В водорастворимом комплексе почв территории лицензионного участка преобладают гидрокарбонаты и хлориды, среди катионов – натрий и калий.

Оценка степени засоления по содержанию солей показала, что в почвах исследуемой территории присутствует хлоридный, сульфатно-хлоридный и

хлоридно-сульфатный тип засоления. К доле незасоленных почв относятся 83 % исследуемой лицензионной площади, слабозасоленных – 17 %. В целом, территория ЛУ «Буранный» на момент окончания ГРР в 2016 г. характеризуется преимущественно отсутствием развития площадных процессов засоления.

Водорастворимый комплекс по годам исследования выглядит следующим образом:

- 2014 год: $HCO_3^- > SO_4^{-2} > Na^+ + K^+ > Cl^- > Ca^{+2} > Mg^{+2}$;
- 2015 год: $HCO_3^- > Na^+ + K^+ > Cl^- > Ca^{+2} > Mg^{+2} > SO_4^{-2}$;
- 2016 год: $HCO_3^- > Cl^- > Na^+ + K^+ > Ca^{+2} > SO_4^{-2} > Mg^{+2}$.

Сравнение ряда водорастворимых солей в почвах ЛУ показало, что увеличилось содержание хлор-иона по сравнению с 2014 г. и уменьшилось содержание сульфатов. При этом сумма токсичных солей в целом остается неизменной. Таким образом, наблюдается активная миграция водорастворимых солей в почвах ЛУ «Буранный» Томторского РЗМ. Прослеживаются изменения в сторону расширения ареалов почв со слабой степенью поверхностного засоления. Участок промзоны (площадки скважин) как 2014, 2015, так и в 2016 гг. характеризуется слабой степенью засоления.

По показателям содержания гумуса, почвы территории ЛУ характеризуются достаточно высокими пределами варьирования – 0,7 до 29,2 %. Высокие значения гумуса обуславливают наличие в почвах средне и слаборазложившихся органических остатков.

По средним показателям содержания подвижных форм микроэлементов значительных превышений установленных нормативов ПДК не зафиксировано. За исключением подвижных форм меди, превышение содержания которой составляет 1,7 раз.

Эколого-геохимическая характеристика рассчитана по суммарному коэффициенту загрязнения почвенного покрова Zc, который рассчитан на основе анализа содержаний подвижных форм микроэлементов - Pb, Ni, Mn, Cd, Co, Cr, Zn, Cu и As. В качестве фона взяты данные рассчитанные за период 2014 - 2015 гг. по содержанию подвижных форм микроэлементов, где общая выборка составило n=223 пробы. В качестве оценки состояния грунтов применена ориентировочная шкала оценки загрязнения территории [2].

Порядка 55% территории ЛУ «Буранный» на момент окончания ГРР в период 2016 г. характеризуется преимущественно допустимой категорией

загрязнения почвенного покрова (Zc=1,7–15,9), что соответствует природному состоянию.

К умеренно опасной категории загрязнения с Zc=16,1–30,9 относится 40 % территории ЛУ.

Кроме этого зафиксированы области сильного загрязнения с умеренно опасной категорией загрязнения почвенного покрова Zc=33,0-61,4 – это площадка скважин (Н-6, Н-15, НАР-3, ПР-3, ПР-6, ПР-7) и точки природных ненарушенных ландшафтов (Т48-Б, Т52-Б) с Zc=33,0-55,9, расположенные на северо-восток от площадки. Для примера ниже приведен микроэлементный ряд точки наблюдения Т48-Б: $Mn_{30,6} \rightarrow Cd_{6,3} \rightarrow Zn_{4,5} \rightarrow Co_{4,4} \rightarrow As_{4,2} \rightarrow Ni_{3,8} \rightarrow Cu_{2,0}$.

Примечательно, что повышение уровня загрязнения почвенного покрова на этом участке отмечено только по результатам работ 2016 г. Таким образом, можно предположить, что это воздействие ГРР, проведенных в весенний период 2016 г.

Чрезвычайно опасной категорий загрязнения с Zc=366,7 характеризуются грунты микроотвалов (Т9-Б, Т43-Б, Т13-Б) в районе формирования магнитной аномалии. Высокие показатели Zc на этом участке выявлены еще по результатам первого года обследований (в 2014 г.) и подтверждены после проведения детализации в 2016 году. Этот участок характеризуется высоким содержанием микро- и макроэлементов в поверхностных органогенных горизонтах почв в природном ненарушенном состоянии и представляет собой так называемую «магнитную аномалию» с повышенными относительно фона концентрациями элементов группы железа, в том числе Mn, Cu. Усредненный микроэлементный спектр, характеризующий поверхностный органогенный горизонт этого участка представлен следующим образом: $Mn_{9,3} \rightarrow As_{7,6} \rightarrow Cd_{4,0} \rightarrow Zn_{2,8} \rightarrow Cu_{1,7}$. Зафиксированные на этом участке микроотвалы со сформированными на них ТПО, характеризуются более широким микроэлементным составом с увеличением доли значительной части определяемых подвижных форм микроэлементов:

$Zn_{246,2} \rightarrow Mn_{161,0} \rightarrow Pb_{55,3} \rightarrow Cd_{22,7} \rightarrow Cr_{22,6} \rightarrow Cu_{15,0} \rightarrow Co_{11,6} \rightarrow Ni_{8,2} \rightarrow As_{7,5}$.

Таким образом, на локальных участках с чрезвычайно опасной категорией загрязнения почвенного покрова выявлено двойное воздействие - природной почвенной аномальности и техногенного характера микроотвалов, сформированных на старых площадках скважин. В связи с этим хочется подчеркнуть, что при отсутствии должного внимания к правильной тампонации скважин, горно-технической и биологической

рекультивации нарушенных земель, а в некоторых случаях и дезактивации грунтов, площадки с разной степенью нарушения почвенного покрова становятся источниками загрязнения не только прилегающих территорий, но и контактирующих компонентов ландшафта.

Литература:

1. Легостаева Я.Б., Ксенофонтова М.И. Геоэкологический мониторинг участка «Буранный» Томторского редкометального месторождения / Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы VII Всероссийской научно-практической конференции, 5-7 апреля 2017 г.: в 2 т. – Якутск: Изд. дом СВФУ, 2017 – С. 328-333.

2. Методические рекомендации по геохимическим исследованиям для оценки воздействия на окружающую среду проектируемых горнодобывающих предприятий. – М.: Изд-во ИМГРЭ, 1986. – 99 с.

ЭКОЛОГО-ГИДРОХИМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА СОСТОЯНИЯ ВОДОТОКОВ БАССЕЙНА СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. МАРХА

Ксенофонтова М.И.

Институт прикладной экологии Севера СВФУ им. М.К. Аммосова, г. Якутск, ksemaria@mail.ru

Научно-исследовательский институт прикладной экологии Севера СВФУ им. М. К. Аммосова в течение 25 лет проводит комплексный экологический мониторинг абиотических и биотических компонентов бассейна р. Вилюй, в том числе и в бассейне р. Марха. Одними из ключевых абиотических компонентов являются поверхностные воды.

Река Марха впадает в р. Вилюй слева на 530 км от устья. Длина реки 1181 км, площадь бассейна 99000 км^2. В верховьях реки располагается ряд озер, приуроченных к низинам, окруженным возвышенностями с абсолютной высотой до 700 м. В верхнем течении р. Марха имеет типично горный характер, а в среднем и нижнем течении – полугорный. Русло реки изобилует галечными и каменистыми перекатами. В низовьях на отрезке 200-450 км от устья имеется несколько порогов, образованных выходами трапповых интрузий. Самый крупный приток – р. Моркока (площадь бассейна 32800 км^2), впадает справа на 596 километре от устья и резко увеличивает водность р. Марха [3].

Более ранние сведения о химическом составе воды р. Марха в районе с. Малыкай в Ресурсах поверхностных вод. Том 17 Лено-Индигирский район (1972) [4], где отмечается, что во всех гидрологических периодах, кроме зимней межени, вода р. Марха около с. Малыкай малой минерализации. В период зимней межени величина минерализации повышается до средней. Содержание нитритов, нитратов, фосфатов и общего железа довольно низкое. Концентрация нитратов увеличивается в период летне-осенней межени, а в период дождевого паводка – общее железо. Бихроматная и перманганатная окисляемость повышается в период весеннего половодья.

По фондовым материалам НИИПЭС СВФУ сформирована таблица основных гидрохимических параметров р. Марха и ее притоков за период 2007-2017 гг. (табл. 1).

Таблица 1

Химический состав исследованных вод бассейна р. Марха за период 2007 – 2017 гг. (данные НИИПЭС СВФУ)

Водный объект	2007 г.	2011г.	2014 г.	2017 г.
р. Марха	слабощелочная среда, средняя минерализация, мягкая вода HCO_3-Ca	слабощел. среда, средняя минерализация, мягкая вода HCO_3-Ca Li ($К_{пдк}$ 1,3)* Sr ($К_{пдк}$ 2,3) Cu($К_{пдк}$ 3,2)	слабощел. среда, малая и средняя минерализация, мягкая, HCO_3-Ca Cu ($К_{пдк}$ 3,1) Fe ($К_{пдк}$ 1,3)	слабощелочная среда, малая минерализация, мягкая вода, HCO_3-Ca-Mg Cu ($К_{пдк}$ 6,3) Mn ($К_{пдк}$ 2,2)
р. Маркока	-	-	-	нейтр. среда, малая минерализация, очень мягкая вода, Cu ($К_{пдк}$ 3,7) Mn ($К_{пдк}$ 2,0)
р. Хання	слабощел. среда, малая минерализация, мягкая вода HCO_3-Ca нефтепродукты ($К_{пдк}$ 4,1)	слабощел. среда, средняя минерализация, мягкая вода HCO_3-Ca Li ($К_{пдк}$ 1,3) Cu($К_{пдк}$ 2,6)	слабощелочная среда, малая минерализация, мягкая вода, HCO_3-Ca Cu($К_{пдк}$ 3,1)	слабощелочная среда, малая минерализация, мягкая вода, HCO_3-Ca-Mg Cu ($К_{пдк}$ 2,0) Mn ($К_{пдк}$ 2,0)

р. Накын	нейтральная среда, малая минерализация, очень мягкая вода, HCO_3-Ca нет	-	слабощелочная среда, малая минерализация, очень мягкая вода HCO_3-Ca Cu ($К_{пдк}$ 1,8) Fe ($К_{пдк}$ 3,8)	слабощел. среда, малая минерализация, мягкая вода, HCO_3-Ca-Mg Cu ($К_{пдк}$ 2,0) Mn ($К_{пдк}$ 3,5) Fe ($К_{пдк}$ 1,9)
р. Аччыгый Дюктели	-	-	-	слабощел.среда, малая минерализация, мягкая вода, HCO_3-Ca-Mg Cu ($К_{пдк}$ 3,0) Mn ($К_{пдк}$ 2,3)
р. Саланга	-	-	-	слабощел. среда, малая минерализация, мягкая вода, HCO_3-Ca-Mg Cu ($К_{пдк}$ 4,0) Mn ($К_{пдк}$ 3,1) Fe ($К_{пдк}$ 2,2)

За весь период исследования р.Марха характеризуется малой и средней минерализацией со слабощелочной средой и мягкой водой. В ионном составе наблюдается преобладание гидрокарбонат-ионов и кальция, реже магния. Превышения нормативов предельно-допустимых концентраций для рыбохозяйственных целей (далее $ПДК_{вр}$) [2] в последние семь лет стабильно отмечаются по меди, а также в разные годы - железо и марганец. В 2011 г. наблюдались высокие концентрации лития и стронция, но в 2014 и 2017 г. их содержаниенезначительно, в пределах нормативов $ПДК_{вр}$.

Крупные притоки р. Марха (р. Маркока, Накын Хання, Аччыгый Дюктели, Саланга) за весь период исследования характеризуются малой минерализацией с нейтральной и слабощелочной средой, очень мягкой и мягкой водой. Состав воды по классификации Алекина О.А. (1953) [1] преимущественно гидрокарбонатного класса группы кальция. Основными загрязняющими веществами поверхностных вод притоков р. Марха выступают медь, марганец и общее железо, что характерно для района исследования. Поступление меди, марганца и общего железа в поверхностные воды в основном происходит с водосборной площади.

Донные отложения исследуемых водотоков характеризуются рыхлопесчаным составом, удельный вес которых варьирует в пределах 2,38 до 2,88 г/мл. Среда изучаемых отложений бассейна р. Марха преимущественно нейтральная и слабощелочная. Содержание органического вещества в среднем составляет 1,5 % мас. Нефтепродукты в донных отложениях варьируют в пределах от 0,011 до 0,033 мг/кг, в среднем до 0,019 мг/кг. В катионно-анионном составе донных отложений исследованных водотоков доминируют гидрокарбонат- и хлорид-ионы, а также кальций, магний и натрий. Сульфаты находятся в минимальных концентрациях, а карбонат-ионы отсутствуют.

Оценка современного состояния основных водотоков произведена с использованием метода расчета комплексных показателей, где основными методами оценки степени загрязненности вод и донных отложений выступают индекс загрязненности вод (ИЗВ) и суммарный индекс загрязненности для донных отложений (Zc).

По данным 2017 г. в бассейне р. Марха большинство исследованных участков относятся к классу «умеренно-загрязненных вод». На двух участках реки Марха (ниже метеостанции Чумпурук и ниже причала моторных лодок с. Жархан) отмечается класс качества «загрязненный», в точке ниже строительство моста через р. Марха – класс качества «очень грязный». Исследованные притоки р. Марха относятся к классу «умеренно-загрязненных» вод, кроме устья р. Саланга («загрязненный»).

По суммарному показателю загрязнения Zc выявлено, что в донных отложениях р. Марха опасный уровень загрязнения отмечается в точке причал моторных лодок с. Жархан, остальные точки бассейна р. Марха характеризуются допустимым и умеренно-опасным уровням загрязнения.

По результатам исследования выявлено, что существенных изменений в составе поверхностных вод бассейна среднего течения р. Марха за последний период не выявлено. Загрязнение локальных участков в основном связано с антропогенным воздействием, в частности строительством моста через р. Марха и причала моторных лодок с. Жархан.

Литература:

1. Алекин О.А. Основы гидрохимии. Л.: Гидрометеоиздат, 1953. 295 с.

2. Приказа Министерства сельского хозяйства РФ от 13 декабря 2016 г. № 552 «Об утверждении нормативов качества воды водных объектов рыбохозяйственного

значения, в том числе нормативов предельно допустимых концентраций вредных веществ в водах водных объектов рыбохозяйственного значения».

3. Реки и озера Якутии: крат.справ. Якутск: Бичик, 2007. 136 с.

4. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 17 Лено-Индигирский район. Под ред. М.С. Протасьева. Л.: Гидрометеоиздат, 1972. с. 384-408.

ВЫЯВЛЕНИЕ ТЕХНОГЕННОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ ГРУНТОВОЙ СРЕДЫ МЕТОДОМ ГЕОРАДИОЛОКАЦИИ (НА ПРИМЕРЕ УЧАСТКА СТРОИТЕЛЬНОЙ ПЛОЩАДКИ)

Куляндин Г.А.

Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН, г. Якутск,

kgavrilu@yandex.ru

Постепенное освоение ранее застроенных территорий приводит к необходимости осуществления строительства на участках снесенных зданий и сооружений. В зоне распространения многолетней мерзлоты наиболее подходящим является свайный фундамент, сохраняющий породы в основании мёрзлыми. Для его возведения требуется бурение, а на участках техногенного загрязнения оно может осложняться присутствием таликов, линз льда, инородных объектов в толще грунтов, в том числе крупных – остатков прежних фундаментов. С применением современных технологий возможно дистанционное выявление техногенных загрязнений на повторно осваиваемых территориях еще до начала строительных работ. Одним из дистанционных методов изучения геосред является георадиолокация [1].

Исследования методом георадиолокации по выявлению техногенного загрязнения грунтовой среды выполнены в одном из северных поселков Республики Саха (Якутия), на участке под строительство малоэтажного здания со свайным фундаментом из металлических труб. На момент выполнения работ участок стройплощадки под свайное поле был полностью расчищен от снега. Местами захламлен остатками прошлых строений в виде деревянных конструкций и прочим мусором. По нескольким рядам часть свай уже была установлена, но местами имелись пропуски из-за невозможности бурения техногенно-загрязненного грунта и присутствия в нем обломков долерита.

Обследования выполнены с применением георадара «ОКО-2М» (антенный блок с центральной частотой 150 МГц) в весеннее время, в

период полного промерзания грунтов, что позволяет достичь максимально возможной глубины зондирований. Георадиолокационные профиля расположены между рядами свай, поперек планируемого строения. Для привязки данных георадиолокации к геологической обстановке использована информация по четырем скважинам.

В качестве примера обработки и интерпретации данных георадиолокации предложен к рассмотрению разрез по профилю №2 (рис. 1). Интерпретация основана на данных бурения, в данном случае, наиболее близкая скважина (Скв. 6) расположена у края свайного поля, рядом с профилем №0. В ближней зоне, на глубине около 2 м отмечена граница, отождествленная с подошвой слоя суглинков. Она прослеживается по всей длине георадиолокационного разреза по осям синфазности отраженных сигналов. Аналогичным образом прослеживается кровля коренных пород на отрезке от 3 сваи до 7-ой на глубинах 4,5-5,5 м. Овалом на радарограмме выделены сигналы от неоднородностей в толще грунтов, вероятно, являющихся погребенными предметами от прежних строений и обломками долерита.

На участке, с 9-го по 13-й профиль, присутствовало большое количество мусора в виде останков от разрушенных строений, которые мешали перемещению антенного блока и вызывали нарушение контакта антенного блока с поверхностью, что в итоге привело к появлению сигналов-помех.

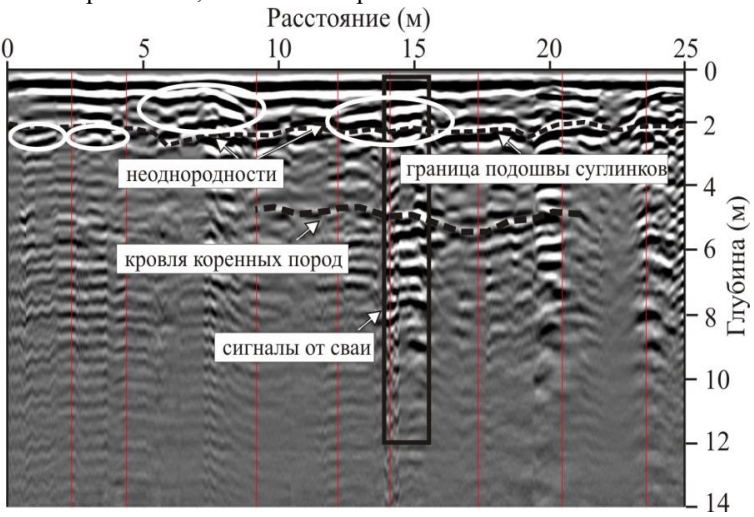


Рис. 1. Пример обработки и интерпретации данных георадиолокации

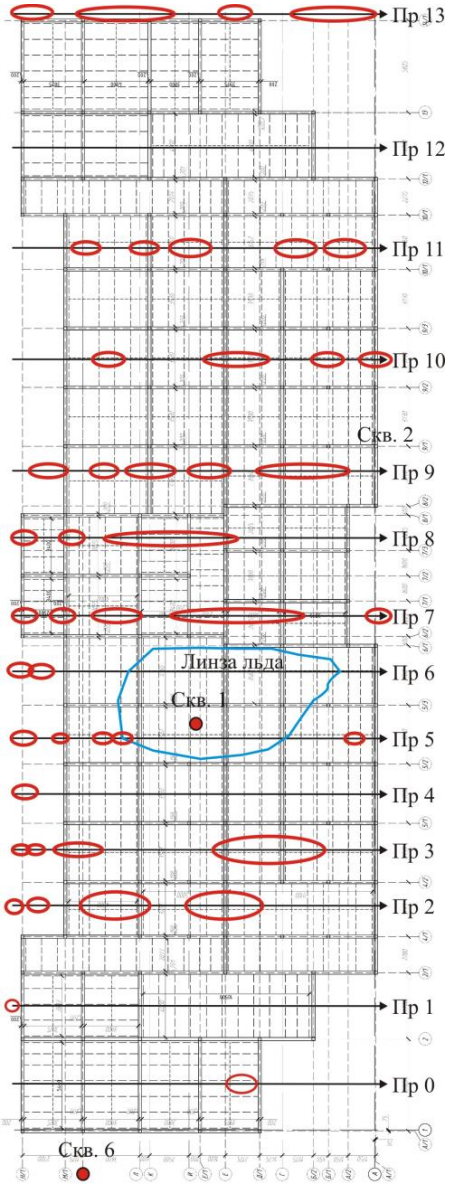


Рис. 2. Распределение структурных неоднородностей по участку строительной площадки по данным георадиолокации

По результатам интерпретации георадиолокационных данных на участке строительной площадки с еще неустановленными сваями обнаружены неоднородности в толще грунтов (рис. 2). Выявлено две зоны крупных неоднородностей по профилям №3 и №13. Данные по профилю №12 (Пр 12) не приведены – файл выбракован. Основываясь на данных бурения, по профилям №5 и №6 выявлена линза льда.

Дальнейшее ее распространение определить затруднительно из-за неоднозначной интерпретации (наличие подповерхностных неоднородностей по Пр 7). Почти по всем профилям сигналы на протяжении 2-3 м от начала (например, ПР 8, рис. 2) ограничены по глубине и имеют заметное затухание в сравнении с остальной волновой картиной. Возможно, это связано с расположенными близко к поверхности долеритами. Т.е. выделенные границы на этом участке (подошва суглинка или слоя супеси) могут граничить с коренными породами, а неоднородности оказаться глыбами долерита.

По результатам обработки данных георадиолокационного зондирования построены глубинные разрезы, представленные в виде радарограмм, по анализу которых можно сделать следующие выводы:

- георадиолокационные разрезы характеризуются повышенным количеством выявленных структурных неоднородностей;
- структурные неоднородности связаны с присутствием металлических объектов, глыб долерита и в большей степени с наличием большого количества мусора в виде останков от разрушенных строений;
- по двум профилям выявлена линза льда, дальнейшее ее распространение определить затруднительно из-за наличия большого количества погребенного мусора, затрудняющего интерпретацию;
- мощность рыхлых отложений определена до глубин 6,5 м, большая глубинность не достигнута в связи с техногенным загрязнением участка исследований.

Литература:

1. Семейкин Н.П. Развитие георадаров серии «ОКО» / Н.П. Семейкин, В.В. Помозов, А.В. Дудник. Вопросы подповерхностной радиолокации. - Коллектив. моногр., под ред. А.Ю. Гринева. М.: Радиотехника, 2005. 416с. [С.231-235].

ОСОБЕННОСТИ МОРФОЛИТОГЕНЕЗА В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ В БАССЕЙНЕ Р. ВИЛЮЙ

Куть А.А.
Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск,
ankaurban@mail.ru

Формирование рельефа в позднем плейстоцене и голоцене в нижнем течение р. Вилюй происходило по представлениям большого количества исследователей в условиях тектонической активности и сопутствующим им этапам оледенений [1, 2]. В связи с этим генезис и формационная принадлежность дюнных массивов, расположенных в пределах рассматриваемого региона, до настоящего времени остаются объектом дискуссий. Не вызывает сомнений, что песчаные толщи относятся к эоловой формации, но вызывает вопросы источник материала и условия происходил его переноса и накопления.

Результаты микроморфологического анализа поверхности кварцевых зерен, как и предыдущие результаты комплексных исследований, указывают на резкую смену обстановки морфолитогенеза [3]. При изучении частиц был выявлен схожий комплекс морфологических элементов поверхности. На основании чего нами были выделены следующие группы зерен. Исходные зерна – это угловатые зерна с весьма слабыми или слабо сглаженными очертаниями с элементами, характерными для ледниковых условий формирования и для зерен, недавно образованных в процессе механического разрушения обломков коренных пород.

Эоловая группа зерен – окатанные зерна изометричной или овальной формы.

Водная группа зерен – как окатанные, так и угловатые зерна с различной степенью сглаженности рельефа.

Кроме того, были выделены две отдельные группы: водно-ледниковые и эолово-ледниковые зерна. На поверхности зерен этих групп помимо элементов, указывающих на водную и эоловую среды, были также отмечена параллельная полосчатость, которая указывает на ледниковые условия образования. Так мы предполагаем, что это исходные зерна, которые подверглись воздействию водной или эоловой среды, но при этом сохранили черты исходной группы.

Анализ распределения микроморфологических групп по разрезу показывает, как менялась обстановка накопления толщи Кысыл-Сырского дюнного массива (рис. 1).

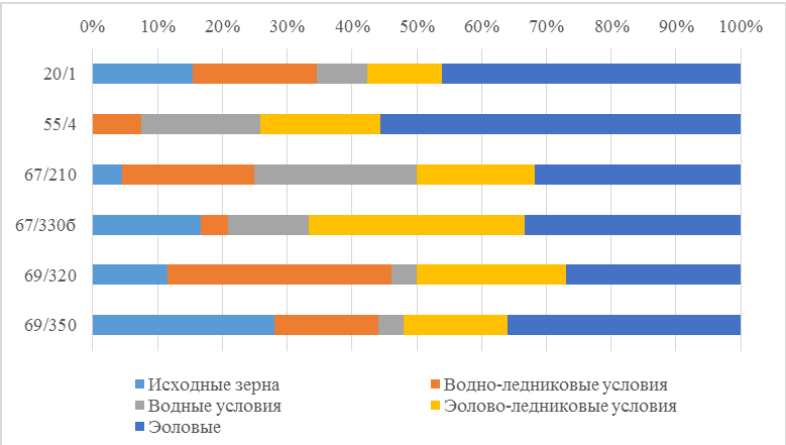


Рис. 1. Распределение зерен различных микроморфологических групп по образцам

В нижней части разреза в составе отложений, перекрывающих горизонт озерных осадков (76-77 м) преобладают зерна, имеющие комплекс элементов характерных для эоловой среды (рис. 2, обр. 69/350). Но здесь также отмечается большой процент исходных зерен. Это может быть связано с тем, что на данном этапе накопления толщи произошел привнос частиц ледникового происхождения или зерен, недавно освободившихся в процессе механического разрушения коренных пород, которые подверглись глубокой ветровой переработки в аридных условиях (в условиях мерзлотной пустыни).

Выше по разрезу (77-80 м) увеличивается часть исходных зерен со следами водной обработки и незначительно возрастает часть исходных зерен со следами ветровой переработки (рис. 2, обр. 69/320). Это указывает на продолжающиеся эоловые условия, которые сменяются достаточно динамичной водной средой. Далее залегает очередной горизонт отложений застойного водоема (82-85 м). Здесь, в перекрывающих его субгоризонтальных, местами перекрестно-слоистых кварцевых песках увеличивается доля исходных зерен со следами ветровой переработки и эоловых частиц (рис. 2, обр. 67/330б). Это свидетельствует о значительной активизации эоловых процессов. В интервале высот 85-87 м в отложениях

песков средне- и мелкозернистых резко увеличивается количество исходных зерен со следами водной переработки и зерна водной группы, значительно сокращается количество зерен эоловой группы и исходных зерен со следами ветровой переработки (рис. 2, обр. 67/210). Это указывает на явное преобладание активно протекающих русловых процессов и позволяет нам отнести данный горизонт к аллювиальной фации. В составе отложений, перекрывающих торфяник (87-88 м) с резким несогласием представлен преимущественно кварцевый песок и незначительное количество тяжелой фракции. Здесь по результатам микроморфологического анализа резко возрастает доля зерен эоловой группы и полностью отсутствуют зерна исходной группы (рис. 2, обр. 55/4).

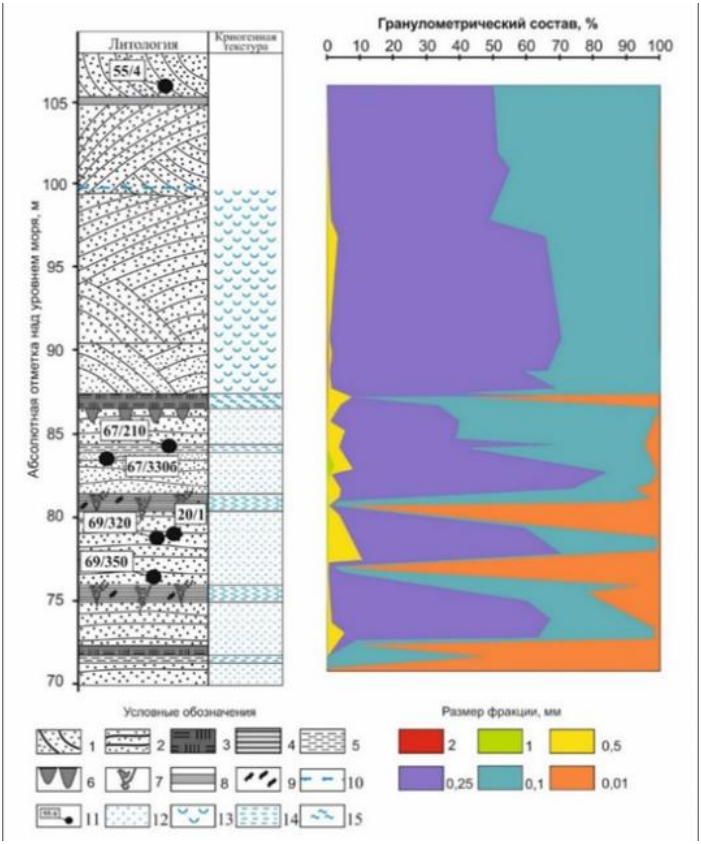


Рис. 2. Сводный разрез дюнного массива «Кысыл-Сырский» с точками отбора проб. Условные обозначения: 1 – перекрестно-слоистые пески; 2 – горизонтально-

слоистые пески; 3 – торф; 4 – супеси; 5 – суглинки; 6 – льдогрунтовые жилы; 7 - грунтовые жилы; 8 – погребенные почвенные горизонты; 9 – древесные остатки; 10 – кровля многолетнемерзлых пород; 11 – точка отбора пробы. Криогенные текстуры: 12 – массивная; 13 – контактовая; 14 – шлировая; 15 – линзовидная

Так, описанная пачка представляет собой современный дюнный комплекс. Радиоуглеродное датирование нескольких стволов вертикально захороненных деревьев (сосна и лиственница), отобранных из нижней части пачки показали необычайно молодой возраст 30-100 лет. Это указывает на высокую активность эоловых процессов, начиная от последней фазы малого ледникового периода (маундеровского минимума). И, наконец, в отложениях современной поймы (рис. 2, обр. 20/1) преобладают кварцевые зерна эоловой группы. При этом возрастает доля частиц, имеющих признаки водной обработки и в составе снова отмечаются зерна исходной группы. По такому соотношению микроморфологических групп можно предположить о том, что на данном этапе отложения подверглись водной переработке и произошел привнос частиц, недавно освободившихся в процессе механического разрушения коренных пород.

Заключение

Так выглядит процесс формирования толщи Кысыл-Сырского дюнного массива по результатам микроморфологического анализа кварцевых зерен в бассейне р. Вилюй на протяжении последних 40-50 тыс. лет. Выделенные диагностические признаки и анализ их распределения по поверхности кварцевых зерен из комплекса дюнных песков указывает на то, что перенос и накопление отложений происходил в различных условиях. Преобладающими являются элементы, указывающие на эоловую и водно-эоловую обстановку осадконакопления. Но частицы также несут на себе следы ледниковой среды, что, возможно, связано с более ранним этапом переработки отложений или их источником. Кроме того, в данной статье не рассмотрено влияние процессов криогенеза, которые в силу специфики климатических условий региона в той или иной степени оказали влияние на формирование комплексов диагностических элементов на поверхности кварцевых зерен и состава отложений в целом.

Таким образом, полученные результаты микроморфологического анализа поверхности кварцевых зерен в общем согласуются с общепринятой схемой развития климата в конце позднего плейстоцена и голоцене, а сценарий переноса и переработки отложений дюнного

комплекса вписывается в историю развития рельефа Центральной Якутии в этот период.

Литература:

1. Коржуев С.С. Геоморфология долины Средней Лены и прилегающих районов / С.С. Коржуев. – М.: Изд-во АН СССР, 1959. – 198 с.

2. Павлов П.Д. Некоторые аспекты изучения тукуланов Центральной Якутии / П.Д. Павлов, Г.Н. Максимов // В кн.: Эоловые образования Центральной Якутии. Якутск: ИМ СО АН СССР, 1981. – С. 4–18.

3. Куть А.А. Эолово-мерзлотные образования (тукуланы) Центральной Якутии: строение, генезис, возраст, закономерности распространения: Дисс. ... канд. геол.-минер. наук. – Якутск, 2015. – 230 с.

НАДМЕРЗЛОТНЫЕ СУБАЭРАЛЬНЫЕ ТАЛИКИ НА МАЛОМ РЕЧНОМ ВОДОСБОРЕ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ

Лебедева Л.С., Ефремов В.С., Христофоров И.И., Бажин К.И., Огонеров В.В., Павлова Н.А.

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

В Центральной Якутии известны субаэральные над- и межмерзлотные водоносные талики на средневозвышенных надпойменных террасах рр. Лена и Вилюй и на древней аккумулятивно-денудационной равнине. Они приурочены, как правило, к сухим слабозадернованным песчаным массивам, покрытым редким сосновым лесом [1-6]. В бассейне р. Шестаковки в зоне вытянутого понижения на участке длиной 5 км ниже оз. Малая Чабыда А.В. Бойцовым было обнаружено четыре талика площадью от единиц до нескольких десятков тысяч квадратных метров и мощностью водоносного слоя в весенне-зимний период до 3-4 м. Наиболее изученным из них находится на склоне озерной котловины. В 1977 г. здесь был организован научный стационар, на котором в течение 8 лет проводился комплекс мерзлотно-гидрогеологических исследований коллективами лаборатории подземных вод и теплобалансовой группы Института мерзлотоведения (ИМЗ) СО АН. Вопрос распространения субаэральных таликов в условиях сплошной криолитозоны остается дискуссионным. Исследования субаэральных таликов становятся особенно актуальными для оценки эволюции мерзлотно-гидрогеологических условий региона при меняющемся климате. Целью работы было оценить распространение

надмерзлотных водоносных таликов на примере малого исследовательского водосбора р.Шестаковки в сплошной криолитозоне Центральной Якутии.

По результатам полевых описаний ландшафтов и анализа спутниковых снимков высокого разрешения SAS Planet и Google Earth была построена ландшафтная схема бассейна р. Шестаковки (рис.). Было выяснено, что сосновые леса занимают 47% площади водосбора р. Шестаковки, лиственнично-березовые леса – 38%, мари и болота – 14% и озера – 1%.

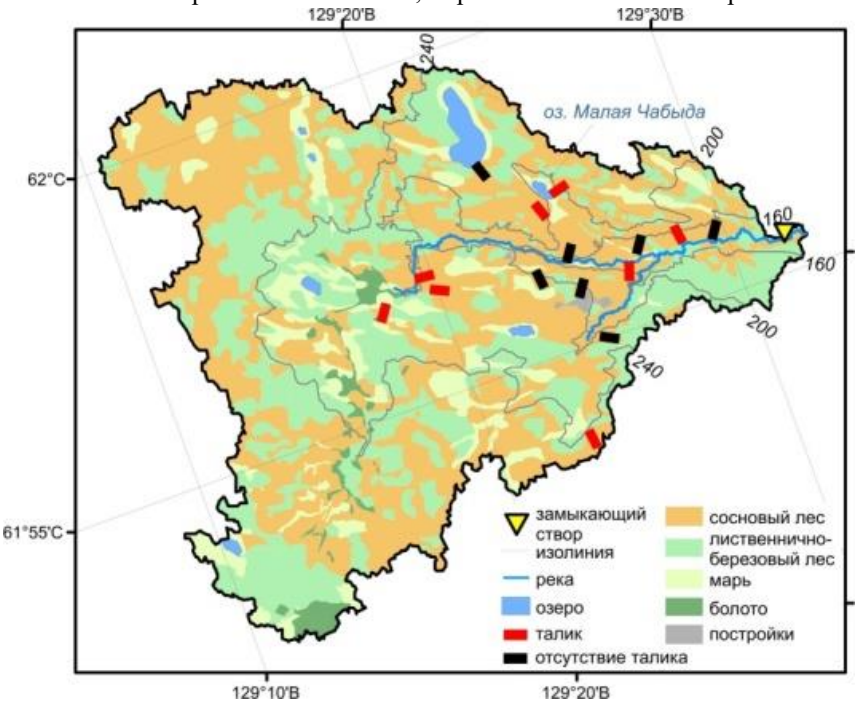


Рис. 1. Ландшафтная схема бассейна р. Шестаковки и результаты геофизического профилирования

В мае 2017 г. было выполнено геофизическое профилирование на 15 ключевых участках, покрытых сосновым лесом, в различных орографических и геоморфологических условиях водосбора р. Шестаковки. 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 [7]. Съемка проводилась в начале мая, чтобы оценить максимальное промерзание пород. 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 гидрогеологических скважин позволяет уточнить характерные значения диэлектрической проницаемости и удельного электрического сопротивления изучаемой среды и для более точной обработки геофизических материалов.

На каждом из 15 участков была выполнена съемка по профилю длиной 300 м. Были выявлены таликовые зоны на 8 профилях из 15 (рис.1, слева). Талые водонасыщенные породы характеризуются протяженностью от десятков до сотен метров и мощностью от 2 до 10 м в конце зимнего сезона.

Исходя из предположения, что 15 ключевых участков являются репрезентативными для сосновых лесов водосбора, можно сделать вывод, что надмерзлотные водоносные субаэральные талики занимают около 20-25% площади водосбора р. Шестаковки.

Работа выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ № 17-05-00926 и 16-35-60082 мол_а_дк.

Литература:

1. Бойцов А.В. Геокриология и подземные воды криолитозоны. – Тюмень: Издательство ТюмГНГУ, 2011, 177 с.

2. Бойцов А.В. Условия формирования и режим склоновых таликов в Центральной Якутии / А. В. Бойцов // Криогидрогеологические исследования - Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1985. С. 44-55.

3. Бойцов А.В., Шепелев В.В. Мерзлотно-гидрогеологические условия массива развеваемых песков Махатта (Центральная Якутия) // Гидрогеологические исследования криолитозоны. — Якутск, 1976. С.25-34.

4. Катасонова Е.Г., Толстов А.Н. Геокриологические особенности развеваемых песков (тукуланов) правобережья р.Вилюй // Многолетнемерзлые горные породы различных районов СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1963. - С. 166-179.

5. Мониторинг подземных вод криолитозоны / В.В. Шепелев, А.В. Бойцов, Оберман Н.Г. и др. – Якутск: Изд-во Института мерзлотоведения СО РАН, 2002. – 172 с.

6. Подземные воды Центральной Якутии и перспективы их использования / Отв.ред. Н.П. Анисимова. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003, 117 с.

7. Электроразведка: пособие по электроразведочной практикедля студентов геофизических специальностей. Т. II. Малоглубинная электроразведка / Под ред. проф. В.А. Шевнина, доц. А.А. Бобачева. – М.: МГУ, 2013. – 123 с.

К ВОПРОСУ О ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЙ СИТУАЦИИ НА ТЕРРИТОРИИ ПОДЗЕМНЫХ ТЕХНОГЕННЫХ ХРАНИЛИЩ ВЫСОКОМИНЕРАЛИЗОВАННЫХ РАССОЛОВ

Легостаева Я.Б.[1], Попов В.Ф.[2], Васильева О.И.[2]

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

2 – Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск, pvf_grf@rambler.ru

Подземное захоронение дренажных рассолов в толщи ММП криолитозоны явилось наиболее прогрессивным направлением в решении экологических проблем региона при отработке крупнейшего алмазного месторождения – трубки Удачной [3]. По сравнению с другими методами удаления сточных вод, этот способ ликвидации жидких отходов горного производства имеет преимущества практически во всех аспектах его рассмотрения (технических, технологических, финансовых и т.д.).

Эксплуатация месторождения алмазов «Удачный» сопровождается интенсивным техногенным воздействием на окружающую его среду, прежде всего геологическую. Зона современного влияния распространяется примерно на площадь 20×20 км^2. Это связано с воздействием на геокриологические и гидрогеологические условия на подземных полигонах захоронения дренажных вод «Октябрьский», «Киенг» и «Левобережный». При этом в процессе захоронения рассолов происходит деградация подошвы многолетнемерзлых пород и образование перетока рассолов вниз по разрезу, т.е. устанавливается прямая гидравлическая связь между массивом многолетнемерзлых пород и подстилающим его водоносным комплексом. Несомненно, что переток захороняемых вод в подмерзлотный водоносный комплекс является существенной дополнительной гарантией экологической безопасности технологии захоронения дренажных вод. Опыт

эксплуатации полигонов показывает постепенный и существенный рост фильтрационных параметров, как прискважинных зон, так и мерзлого массива в целом, происходит растекание массива техногенных вод. Изменение пьезометрической поверхности первого подмерзлотного водоносного горизонта на Киенгском участке показывает четкую взаимосвязь с Октябрьским участком. Дренирование и откачка дренажных рассолов из карьера и горных выработок рудника «Удачный» ведут в водоносных комплексах вблизи месторождения к развитию депрессионной воронки. При этом воронка депрессии вблизи горной выработки очень крутая: на западном фланге градиент фильтрации равен 4 – 5, на восточном – 1,5 – 2 [2]. Постоянно растет количество откачиваемых вод, который приближается к 300 тыс. $м^3$/месяц с минерализацией 340 г/$дм^3$. При этом имеется вероятность, что при аномально высоком количестве осадков может потребоваться откачки 500 – 600 тыс. $м^3$/мес. Гидрогеологические и геокриологические условия района месторождения является весьма динамичными и очень сложными, что обуславливается также целым комплексом химических, миграционных, фильтрационных, термодинамических и других процессов, связанных со взаимодействием вода – лед – горная порода. Прежде всего с дренажными водами – рассолами во взаимодействие вступают десятки млн $м^3$ пресной воды, находящейся в твердой фазе. А образование техногенного криопэга внутри мерзлого массива приводит к термохимическим, прочностным и фильтрационно-емкостным изменениям пород, микродеформациям внутри таликовых зон, увеличению эффективной емкости и проницаемости отложений. Рассолы из СВК в горную выработку поступают через тектонические нарушения, связанные как с рудными телами месторождения трубки “Удачная”. В случае, если будет подсечен более проницаемый коллектор, крупная трещина, то притоки в горную выработку из-за наличия высоких градиентов скачкообразно вырастут в разы, что для подземных горных работ может привести к катастрофическим последствиям вплоть до мгновенного затопления выработки.

Вопросы взаимодействие подземных вод с зоной радиоактивного загрязнения под могильником мирного ядерного взрыва «Кристалл» вызывают тревогу [1]. Однако вероятная перспектива взаимодействия техногенных вод участка «Левобережный» при превышении егоемкостных возможностей и могильника вызывает опасения интенсивного радиоактивного загрязнения дренажных вод и дальнейшего их распространения по участкам захоронения и так далее. Следует отметить,

что участок «Левобережный» имеет расчётную емкость порядка 11 – 13 млн. м^3, это обеспечивает возможность захоронения рассолов с дебитами от 270 до 350 м^3/час в течение 5, может быть и 6 лет. При этом максимальное повышение уровня при радиусе распространения рассолов в 4000 м не превысит 40 м (по абс. +230 м), что намного ниже допустимого уровня (+290 м).

Таким образом, необходимо ускоренное проведение поисково-оценочных работ на Сугунахском блоке для захоронения дренажных вод и срочное введение его в эксплуатацию. Несомненно, что также должен выполняться комплекс обоснованного достаточного и необходимого объема режимных гидрогеологических, радиологических и температурных наблюдений. Безусловно, важным элементом природоохранных мероприятий является гидрохимический мониторинг по поверхностным водам р. Далдын и его притоков, прежде всего левых и в зонах вероятного выхода подземных вод.

Литература:

1. Артамонова С.Ю., Бондарева Л.Г., Антонов Е.Ю., Кожевников Н.О. Геоэкологическая модель района мирного подземного ядерного взрыва “Кристалл” (Якутия) // Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2012. №2. С.143-158.

2. Атрощенко Ф.Г. Оценка гидрогеологических условий подземной разработки месторождения трубки «Удачная» // Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2012. №5. С.414-421.

3. Дроздов А.В., Толстихин О.Н., Попов В.Ф. Экологические последствия эволюции подземной криогидросферы вблизи алмазоносных месторождений Якутии // Подземная гидросфера: Материалы Всероссийского совещания по подземным водам Востока России. Иркутск: Изд-во ООО «Географ», 2012. С.69-73.

ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ДЮННЫХ МАССИВОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ

Лыткин В.М., Галанин А.А. Шапошников Г.И., Кириллин А.Р., Семенов В.П.

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельников СО РАН, г. Якутск

gidro1967@mail.ru

Обширные массивы современных развиваемых, частично закрепленных и закрепленных песков – тукуланов широко распространены на территории

Центральной Якутии, занимая в некоторых районах до 30% всей площади [1]. Они приурочены к различным участкам рельефа среднего течения реки Лена и его притоков Вилюя, Линды и Тюнга, и формируют специфические ландшафты. Всего в пределах Центральной Якутии площадь распространения тукуланов превышает 65 тыс. км^2 [2]. Различные вопросы тукуланов Центральной Якутии изучаются коллективом авторов с Института мерзлотоведения с 2012 года.

Температурный режим дюнных массивов был исследован на ключевых участках в пределах тукуланов Кысыл-Сыр и Махатта путем прохождения 5 горных выработок и установкой в них температурных логгеров. Ключевой участок Кысыл-Сыр расположен на правобережье реки Вилюй в 30 км ниже от одноименного поселка (рис. 1). Здесь на различных ландшафтах было пробурено три скважины. Скважина 1 была заложена на поверхности активной накидной дюны в 30 метрах от бровки берегового обрыва реки Вилюй. Скважина 2 расположена на поверхности старого тукулана, покрытого редкостойным сосново-толокнянковым лесом с развитым почвенным покровом. Скважина 3 расположена в междюнном понижении во внутренней части тукулана, покрытым слаборазвитой почвой (2-4 см.) и редкостойным сосновым криволесьем с толокнянкой в напочвенном ярусе. Все скважины были пробурены до 5 метров, они преимущественно сложены кварцевыми среднезернистыми песками эолового генезиса. Датчики были расположены на глубинах 1, 3 и 5 метров, а последний датчик был расположен на глубине 5 см. для фиксации приповерхностной температуры.

В пределах ключевого участка Махатта, который расположен юго-восточной части песчаного массива на левобережье реки Вилюй в 20 км выше поселка Кысыл-Сыр было пробурено две скважины (рис. 2). Скважина 4 заложена на поверхности старого тукулана, закрепленного сосново-толокнянковым редкостоем с развитым почвенным покровом. Скважина 5 пробурена в тальвеге временного водотока на поверхности старого тукулана, покрытого осоково-кустраничковой растительностью. Глубина 4 скважины составляла 8 метров, 5 скважины – 5 метров. Датчики в зависимости от глубины скважин расположены на глубинах 1, 2, 3, 5, 8 метров. Эти две скважины в основном сложены кварцевыми среднезернистыми песками эолового генезиса. Мерзлые грунты с около 0 °С температурами были вскрыты обеих скважинах, при этом в скважине 4 они вскрыты на глубине 8 метров, а в скважине 5 – на глубине 2 метра. Эти две скважины преимущественно сложены среднезернистым кварцевым песком.

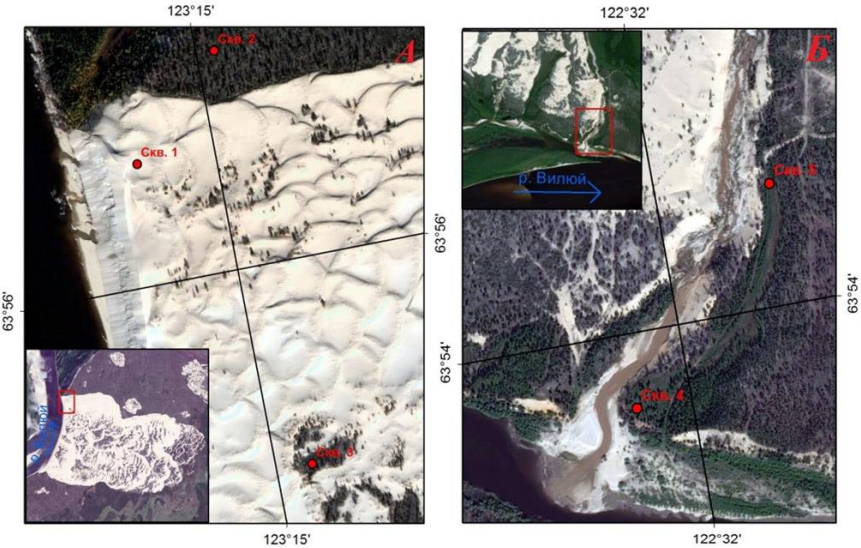


Рис. 1. Схема расположения температурных скважин на ключевых участках: А – Кысыл-Сыр, Б – Махатта

Температурный режим грунтов на скважинах в ключевом участке Кысыл-Сыр имеют значительное сходство по температуре на подошве слоя годовых теплооборотов, которая залегает на глубине 5 метров и близка к нулю. Годовой ход температуры на глубинах 1, 3 также сходен во всех скважинах, за исключением ее вариации на поверхности. Максимальная годовая амплитуда 90 °С наблюдалась на поверхности незакрепленных дюн (скв. 1). На закрепленных дюнах она снижается до 70-80°С. Максимальные температуры в приповерхностном слое на глубине 5 см за период наблюдений достигали значений +51,2°С, а минимальные опускались до -40,8°С. Минимальная годовая амплитуда поверхности (65-70°С) характерна для древнего тукулана, покрытого сосново-толокнянковым лесом, что может быть связано с различиями в толщине снежного покрова. Полученные результаты показывают, что мощность слоя годовых теплооборотов в пределах дюнных массивов составляет менее 5 м, что в 2-2,5 раза меньше в сравнении с другими типами криолитогенных образований региона, где этот показатель достигает 8-10 м и более. Нулевые среднегодовые изотермы во всех скважинах приурочены к глубинам 3,5-4

м. Сходные температурные характеристики получены для закрепленного дюнного участка на скважине 4. Здесь подошва слоя годовых теплооборотов здесь установлена на глубине 3 м, а температура многолетнемерзлых пород также близка к нулевой. Амплитуда годовых колебаний на глубине 1 м не превышает10°С. Отличительные от этих скважин показатели, зафиксированы в скважине 5. На этой горной выработке годовая амплитуда температур на глубине 1 метр самая минимальная и составляет 7 °С. Сезонно-талый слой зафиксирован на глубине 5 метров, но если в других скважина сезонно-талый слой и слой годовых теплооборотов был примерно равен, то здесь подошву слоя годовых теплооборотов не удалось установить. Это связано, прежде всего, высокой влажностью грунтов, которые слагают эту скважину.

Работы выполнены при поддержке грантов РФФИ 17-05-00954_а и 18-45-140012_р_а

Литература:

1. Галанин А.А., Павлова, М.Р., Шапошников, Г.И., Лыткин, В.М. Тукуланы: песчаные пустыни Якутии // Природа. № 11. 2016. - С.44-55.

2. Куть А.А., Чжан Т.Р., Гуринова С.А. Пространственный анализ распространения дюнных комплексов (тукуланов) Центральной Якутии // Разведка и охрана недр, 2015. С. 13-17.

ТЕХНОГЕННАЯ МИГРАЦИЯ СОЕДИНЕНИЙ АЗОТА В ГРУНТАХ СЕЗОННО-ТАЛОГО СЛОЯ

Макаров В.Н.

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

Азот – наиболее важный химический элемент, для всего живого начиная от вирусов и простейших микроорганизмов и кончая высокоорганизованными животными и человеком. Глобальный биогеохимический цикл азота обстоятельно рассмотрен в публикациях К. Делвича [2] и А.И. Перельмана [5]. Исследованиями В.А. Ковды [3] проанализирован и обобщен материал о нарушениях биогеохимического цикла азота в результате антропогенного воздействия.

Цель данной работы – изучение распределения N и его соединений в грунтах сезонно-талого слоя (СТС) и многолетнемерзлых породах; влияния антропогенного давления на поступление N в компоненты ландшафта.

Геохимическая роль соединений N в криогенных ландшафтах до сих пор до конца не изучена и недавно экспериментально установлен факт аномального увеличения скорости окисления HNO_2 в области отрицательных температур [6].

Методика и результаты исследований

Нами рассматриваются результаты изучения миграции минеральных соединений N в грунтах сезонно-талого слоя на территории г. Якутска. Якутск один из старейших городов северо-востока России (основан в 1632 г.) и на его территории существуют районы, история развития которых насчитывает 350-370 лет. Такой длительный период антропогенного воздействия на криолитозону позволяет оценить временную динамику объёмов поступления и концентрации соединений азота в грунты сезонно-талого слоя городской территории.

Современная концентрация соединений N в городских почво-грунтах изменяется от 0,0024 до 1,393 мг-экв., в среднем составляет 0,062 мг-экв. Дисперсия концентраций соединений N максимальна для NO_3^- (0,0002-1,128 мг-экв.). Наиболее равномерно распределены аммонийные формы N – 0,002-0,130 мг-экв. В почво-грунтах преобладает нитратная форма, которой представлено около 72% суммарного N. Соотношение различных форм N в почво-грунтах группируется в следующий ряд (содержание, %): NO_3^- (72) > NH_4^+ (26) > NO_2^- (2).

Концентрация минеральных соединений N - аммонийных, нитратных и нитритных солей, изучалась также в талых и мёрзлых (сезонно-талых и многолетнемерзлых) грунтах культурного слоя и кровле кайнозойских аллювиальных отложений, вскрытых буровыми скважинами на территории Якутска. Скважины глубиной 10-20 м бурились в селитебных и промышленных зонах города, возраст антропогенного воздействия которых изменяется от 30 до 370 лет.

Концентрация соединений N в многолетнемерзлых кайнозойских аллювиальных отложениях в пересчете на N, относительно равномерна и изменяется в пределах одного порядка – 0,0019-0,028, в среднем - 0,0129 мг-экв.

В многолетнемерзлых аллювиальных отложениях преобладают аммонийные формы N, составляющие около 95% суммарного N, при очень низком влиянии нитритных форм (%): NH_4^+(95) > NO_3^-(5) > NO_2^- (0,1).

Учитывая относительное постоянство концентрации соединений N в многолетнемерзлых породах, можно проследить динамику изменения их содержания в грунтах СТС, т.е. в зоне температурных колебаний и интенсивного антропогенного воздействия, на протяжении исторического периода развития города, а также в районах с различной длительностью и интенсивностью освоения.

Концентрация соединений N в городских грунтах СТС колеблется в пределах трех (NH_4^+, NO_2^-) – четырех (NO_3^-) порядков 0,0001-0,482 мг-экв. и составляет в среднем 0,234 мг-экв. В грунтах СТС наиболее распространены аммонийные формы, составляющие 3/4 суммарного N. По содержанию N его формы группируются в следующий ряд (%): N-NH_4^+ (73) > N-NO_3^- (25) > N-NO_2^- (2).

Накопление N-NH_4^+ в грунтах криолитозоны может быть связано с замедлением скорости нитрификации при высоких (>8) pH среды и низких температурах, а также преобладанием аммонийной группы в составе атмосферных выпадений. По наблюдениям 2016 г. [4], среднее содержание NH_4^+ в атмосферных осадках в г. Якутске составило 68 % от общего количества соединений N.

Поступление N в грунты СТС селитебной зоны города Якутска происходило более-менее равномерно на протяжении всего «деревенского» периода развития города и зависело, прежде всего, от продолжительности антропогенного воздействия. В пределах селитебной зоны города, где отсутствуют промышленные предприятия, концентрация N колеблется от 0,0016 до 0,268 мг-экв. Максимальные концентрации $N_{общ}$ - 0,209-0,268 мг-экв. приурочены к старой части города, где продолжительность антропогенного воздействия составляет от 150-200 до 300 лет. Минимальные содержания $N_{общ}$ - 0,0016-0,052 мг-экв. установлены в относительно молодых районах города, с длительностью антропогенного воздействия менее 80 лет.

Северная промышленная часть города, где сосредоточены объекты энергетики, аэропорт и другие предприятия, подвергается интенсивному техногенному воздействия в течение последних 30-40 лет. Атмосферные выбросы объектов энергетики в промышленной зоне города, привели к резкому увеличению поступления соединений N в грунты СТС. Концентрация N в грунтах СТС этой части города составляет 0,399 мг-экв., в 40 раз выше, чем в многолетнемерзлых отложениях.

Наблюдается четкая зависимость концентрации соединений N в грунтах СТС от продолжительности антропогенного воздействия.

Скорость поступления соединений N в грунты СТС в селитебных зонах города в период слабого антропогенного воздействия до середины XX века, оставалась относительно постоянной, в среднем – 0,0009 мг-экв/год. Накопление азота в грунтах СТС селитебной зоны Якутска в это время происходило более-менее равномерно и зависело, прежде всего, от продолжительности антропогенного воздействия.

В промышленной зоне города ежегодное поступление соединений N в грунты СТС, связанное в основном с атмосферными выбросами объектов энергетики, увеличилось более чем на порядок до 0,0133 мг-экв/год, что привело к резкому увеличению концентрации азота в грунтах СТС.

Максимальное возрастание скорости поступления соединений азота в грунты СТС промышленной зоны города по сравнению с селитебными районами принадлежит нитритам, концентрация которых увеличилась в 70 раз: NO_2^- (70) > NH_4^+ (32) > NO_3^- (25).

Интересно, что в северной промышленной части города – в зоне влияния выбросов электростанций наблюдается и максимальное содержание NO_2 в атмосфере Якутска - 6-21 ч/млрд, в 30-100 раз выше фоновых концентраций [1-7].

Литература:

1. Гриненко В.С., Камалетдинов В.А., Сластенов Ю.Л., Щербаков О.И. Геологическое строение Большого Якутска. - В кн.: Региональная геология Якутии. - Изд. Якутского гос. университета, 1995, с. 3-20.

2. Делвич К. Круговорот азота // Биосфера. М.: Мир, 1972. С. 105-119.

3. Ковда В.А. Биогеохимические циклы в природе и их нарушение человеком // Биогеохимические циклы в биосфере. М.: Наука, 1976. С. 19-85.

4. Макаров В.Н. Азот в окружающей среде Якутии. Якутск: Изд-во ИМЗ СО РАН, 2010. - 68 с.

5. Перельман А.И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза. М.: Недра, 1972. 288 с.

6. Ohta S., Murao M., Fukasawa T., Makarov V.N. Summer concentration of atmospheric pollutants in Urban and Rural areas of Siberia. - *Jorn. of Glob. Envir. Engin* v.1. Japan. 1995, pp. 15-25.

7. Takenaka N., Ueda A., Maeda Y. Acceleration of the rate of nitrite oxidation by freezing in aqueous solution. - *Nature*, vol. 358 (1992). P. 736-738.

ДИНАМИКА ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА СНЕЖНОГО ПОКРОВА В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ

Маркова С.А., Макаров В.Н.
Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск,
stelepotapova93@mail.ru

Наблюдение за динамикой химического состава снежного покрова проводилось на комплексном геокриологическом стационаре «Туймаада» (стационар), который находится в Центральной Якутии, в 1 км к юго-западу от г. Якутска.

Мониторинг химического состава снежного покрова охватывал зимний период, с октября 2016 г. по апрель 2017 г. Пробы снега отбирались на ровной луговой площадке. Интервал отбора проб составлял 10 дней, до полного схода снежного покрова – 24 апреля. В пункте наблюдений измерялась высота и плотность снега, определялся водный эквивалент снежного покрова, измерялась температура приземного воздуха и снега на поверхности и на почве. Для химического анализа на пыль и химический состав снеговой воды отбирались пробы с помощью снегорезчика на всю глубину снежного покрова. Снег помещался в чистый герметичный полиэтиленовый мешок. После таяния снеговая вода переливались в чистые герметичные бутылки из полипропилена или стекла. Химический анализ снеговой воды выполнен в лаборатории подземных вод и геохимии криолитозоны ИМЗ СО РАН (аналитики Л.Ю. Бойцова, С.А. Потапова и О.В. Шепелева).

Температура воздуха в период наблюдений изменялась в диапазоне 43,5 ^{o}C: от минимальной -36,8 (декабрь) до 6,7 ^{o}C, апрельский максимумом (21 апреля). Первое потепление с переходом температуры воздуха выше 0°C произошло в период с 20 по 30 марта, когда температура поднялась до 0,4 ^{o}C и понизилась в первой декаде апреля до – 2,2 ^{o}C. Общее количество атмосферных осадков, выпавших за период наблюдений, составило 79,5 мм. Максимальное их количества наблюдалось в ноябре 18,2 мм, а минимальное в марте – 4,9 мм.

Кислотно-щелочные свойства растворимой фазы снега в среднем слабокислые (pH=6,87), при колебании в узком интервале слабокислые-слабощелочные (pH 6,4-7,2).

В период мониторинга диапазон изменения окислительно-восстановительного потенциала составил 100 мВ (444-544 мВ), в среднем

величина Eh равна 507 мВ. По химическому составу снеговая вода в течение всего холодного времени (2016-2017 гг.) оставалась HCO_3-Ca, ультрапресной с минерализаций 18-30 мг/л, в среднем -22,9 мг/л. Максимальная величина минерализации – 29,8 мг/л (19.02.17 г.), минимальная 15,7 мг/л в январе. По величине концентрации макрокомпоненты группируются в следующий ряд:
$HCO_3^- > Cl^- > SO_4^{2-} > NO_3^- > NO_2^-$; $Ca^{2+} > Na^+ > Mg^{2+} > NH_4^- > K^+$.

Соотношение главных ионов химического состава снежного покрова типично для среднетаёжных ландшафтов и подчиняется общей гидрохимической закономерности, в соответствии с которой, первым анионом пресных и ультрапресных вод является HCO_3^-.

HCO_3 77 Cl 13 SO_4 6 NO_3 4

M 0,023 ---------- pH 6,87

Ca 58 Mg 19 Na 13 NH_4 5 K 5

Несмотря на относительное постоянство химического состава снега в период мониторинга наблюдались периоды качественной и количественной трансформации компонентов в самое холодное время года и в период весеннего снеготаяния.

Постепенное понижение температуры воздуха и увеличение разницы температур на поверхности и подошве снежного покрова в течение четырех месяцев (с октября по январь) сопровождалось возрастанием концентрации в жидкой фазе снега бикарбонатов кальция и уменьшением содержания ионов Na^+ и K^+.

В начале января разница температур снежного покрова (поверхность – подошва) достигла максимальных значений 14 ºС, при минимальной температуре воздуха (-48 ºС). Максимальное понижение температуры воздуха и снега на поверхности (до -38,1 ºС) и на почве (до -24 ºС) в период с конца декабря и до начала февраля сопровождалось переходом труднорастворимых бикарбонатов кальция в твердую фазу при вымораживании. При этом концентрация ионов кальция и гидрокарбонатов в растворимой фазе снега понизилась на 30-40% до 3-4 мг/л (Ca^{2+}) и 13-15 мг/л (HCO_3^-), а содержание ионов в снежном покрове уменьшилось до 17,8 мг/л. Величина общей минерализации снега и содержание макрокомпонентов восстановилось до прежних значений в середине февраля, когда с повышением температуры часть бикарбонатов могла снова перейти в растворимую фазу.

Максимальная трансформация химического состава снежного покрова наблюдалась в весенний период. Можно выделить три периода происходящих изменений химического состава и влагозапаса снега.

Первый – до конца марта, когда в первых порциях таяния общий теряемый запас макроэлементов снега составляет около 20 % и наибольший вынос характерен для сульфатов и хорошо растворимых гидрокарбонатов натрия (уменьшение на 20-25 %), при соотношении выноса: C > S > Cl > N.

Второй – с окончания первого периода и до конца первой декады апреля, связанная с интенсивным стоком воды – снижением влагозапаса примерно на 1/3 до 41 мм и синхронным понижением плотности солевого состава снежного покрова также на 30%, до 10,7 г/м^2. Общий теряемый запас снегом растворимых солей составляет 13%, при интенсивном вымывании хлоридов и нитратов (30-40% от их первоначального объёма).

Третий период – время интенсивного снеготаяния и относительной стабилизации влагозапаса и плотности солевого состава снежного покрова. Общий теряемый снегом запас растворимых солей уменьшается до 8%, при продолжающемся интенсивном вымывании хлоридов и нитратов (до 25-30% от их общего количества). В этот период, с 20 апреля, температура почвы на поверхности (0-5 см) перешла в область положительных значений и ко времени схода снега (24.04) достигла величины +4,2 ^{o}C. Растепление почвы сопровождалось латеральным выносом примерно 1/3 хлоридов и гидрокарбонатов натрия, из верхнего почвенного горизонта. Более глубокие почвенные горизонты не были затронуты миграций растворимых солей, так как на глубине 10 см почва оставалась холодной, при максимальной температуре -0,1 ^{o}C.

Основная масса влагозапаса при таянии снега стекает по ещё мерзлому или оттаявшему на небольшую глубину почвенному покрову в конечные водоёмы стока: озера и реки.

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА УЧАСТКЕ ХАРА-ТУМУС

Мисайлов И.Е.
Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск

Север Красноярского края по потенциалу запасов полезных ископаемых и их экономической значимости принадлежит к одному из развивающихся регионов России. Помимо крупнейшего Норильского рудного района в

регионе сосредоточены крупные ресурсы апатита, природного газа, нефти и других полезных ископаемых. Часть полезных компонентов этих месторождений сосредоточены в многолетнемерзлой толще (ММТ), некоторые извлекаются из горизонтов ниже её распространения. Изучение особенностей распространения многолетнемерзлых толщ (ММТ) и её параметров является необходимым условием для оценки инженерно-геологических условий при разработке месторождений полезных ископаемых [1].

Основной целью исследований являлось получение данных о геотемпературном поле и оценке мощности многолетнемерзлой толщи в пределах участка Хара-Тумус, расположенного на севере Красноярского края.

Район исследований расположен в пределах Анабаро-Хатангской седловины и административно относится к Таймырскому Долгано-Ненецкому муниципальному району в составе Красноярского края.

Климат района арктический. Среднегодовая температура воздуха 15-17° ниже нуля. Общее количество осадков за год достигает 350-400 мм. Зима наступает во второй половине сентября и длится до середины мая. В зимний период воздух охлаждается до 35-45°С. Лето короткое – 1,5-2 месяца со среднемесячной температурой 3-5° выше нуля, максимальной 16-18° выше нуля. В течение лета оттаивает лишь незначительный почвенный горизонт, на котором господствуют тундровые мхово-лишайниковые растительные ассоциации с редкими мелкими кустарниками карликовой берёзки и полярной ивы, распространёнными в основном по долинам рек и ручьёв [2].

В 2017 году проведены мерзлотно-геотермические исследования, в результате которых дана оценка мощности многолетнемерзлой толщи (ММТ); изучен температурный режим до глубины 1000 м; охарактеризованы теплофизические свойства основных типов горных пород и определена величина внутриземного теплового потока.

Температура горных пород на глубинах 100, 300, 500, 1000 и 2000 метров соответственно равна -10,2; -7,2; -1,7, 13,8 и 37,9°С (рис. 1).

В мерзлой толще в интервале глубин от 10 м до 110 м наблюдается отрицательная слабо градиентная зона (до 0,8 °С/100 м), далее со 120 м до 360 м отмечено повышение градиента температуры до 1,8 °С/100 м и с глубины 360 м до 570 м геотермический градиент составляет 2,9 °С/100 м.

В подмерзлотном горизонте величина геотермического градиента варьирует от 2,9 до 3,5 °С/100 м, и имеет среднее значение 3,2 °С/100 м.

По данным полученным температурных измерений мощность многолетнемерзлой толщи составляет 575 м.

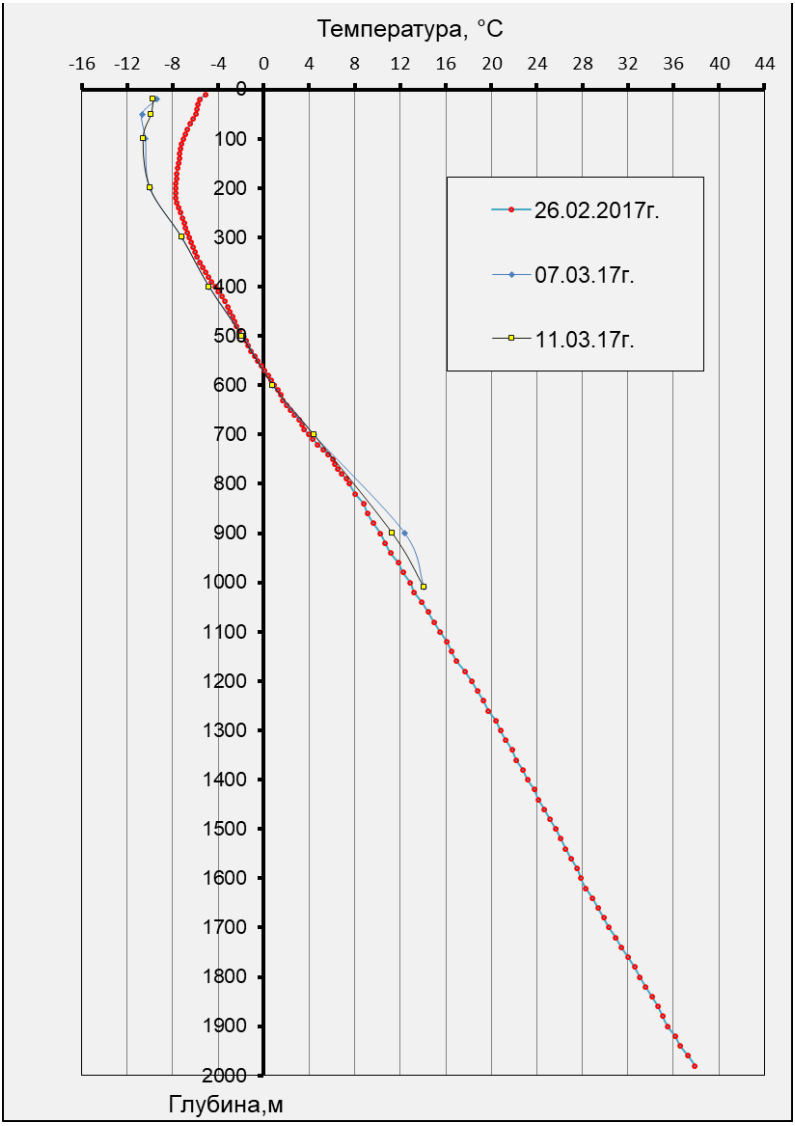


Рис. 1. Процесс восстановления температуры горных пород по стволу скважины

Теплофизические свойства горных пород.

При изучении закономерностей промерзания пород в верхних горизонтах земной коры и проведении расчетов по тепловому взаимодействию инженерных сооружений с мерзлыми грунтами требуются знания теплофизических характеристик горных пород: теплопроводность λ [Вт/(м-К)], объемная теплоемкость C_γ [кДж/(м^3-К)] и температуропроводность a [м^2/с]. Между ними существует связь, которая может быть выражена формулой:

$$\lambda = C_\gamma \text{-} a.$$

Экспериментальные определения теплофизических свойств пород в пределах рассматриваемого участка осуществлялись на установке TCS и KD-2 для 42 образцов, отобранных с различных глубинных интервалов по 4 разновидностям горных пород (песчаники, алевролиты, аргиллиты и угли).

Теплофизические свойства исследованных образцов характеризуются широким диапазоном их измененийТак, коэффициент теплопроводности варьирует от 0,33 до 2,23 Вт/(м*К), а объёмный вес скелета – от 1615 до 2797 кг/м^3. Это связано со сложным вещественным составом отдельных метаморфических или метасоматических пород.

Расчёт внутриземного теплового потока.

Региональные закономерности распределения внутриземного теплового потока определяются распределением источников тепла в верхних горизонтах земной коры. Наблюдаемый вблизи поверхности тепловой поток является результатом суммирования тепловыделения различных источников тепла [3].

Расчет внутриземного теплового потока выполнен по формуле:

$$q = \lambda \cdot (dT/dz),$$

где q – величина внутриземного теплового потока, мВт/м^2; λ – коэффициент теплопроводности пород, Вт/м·К; dT/dz – изменение температуры (dT) с глубиной (dz) или геотермический градиент, πС/100 м.

По полученным данным величина внутриземного теплового потока в подмерзлотном горизонте составляет 46,5 мВт/м^2.

Литература:

1. Железняк М.Н. Геотемпературное поле и криолитозона юго-востока Сибирской платформы. Новосибирск. Наука, 2005. 228 с.

2. Климат России / Н.В. Кобышева, Е.М. Акентьева, Э.Г. Богданова и др. СПб.: Гидрометеоиздат, 2001, 656 с.

3. Тепловое поле недр Сибири/ А.Д. Дучков, С.В. Лысак, В.Т. Балобаев и др.- Новосибирск: Наука. Сиб. отд-е, 1987.

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЯНСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ

Мурзин Ю.А.
Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск

Янское плоскогорье располагается на севере Якутии и приурочено к бассейну р. Яны. Преобладающие высоты от 400 до 800 м, с отдельными вершинами до 1500 м. В региональном плане исследуемая территория находится в пределах Верхояно-Чукотской мезозойской складчатости. В геологическом строении принимают участие осадочные породы мезозоя и рыхлые отложения четвертичного возраста. Мезозойские терригенные отложения представлены толщей переслаивающихся алевролитов, песчаников и аргиллитов триасового юрского возраста. Рыхлые отложения перекрывают большую часть территории. Их мощность достигает 60 м и более [2].

Климат района резко континентальный, с низкими зимними и относительно высокими летними температурами воздуха, малым количеством осадков. Годовая сумма осадков составляет 180-200 мм, из них летом выпадает 85-134 мм. Среднегодовая температура воздуха -15,9 °С. Наиболее холодный месяц – январь со средней температурой -45,1 °С, а наиболее тёплый – июнь с температурой 9,9 °С [15].

Суровые климатические условия региона обуславливаю здесь развитие сплошной низкотемпературной толщи мёрзлых пород мощностью от 200 до 500 м, с температурой от -6,0 °С до -10,0 °С [12; 6]. Под руслом р. Яны и её притоков развит талик мощностью от 12 до 27 м. Буровыми работами и расчётным путём установлено, что под крупными термокарстовыми озёрами Туостахской впадины развиты сквозные талики [7].

Сложное геологическое строение, большая мощность рыхлых отложений, сплошное развитие мёрзлых пород, обуславливают широкое развитие в Янском плоскогорье подземных льдов.

В тонкодисперсных наносах долин рек: Адычи, Кючюса, Кимпичи и др. выделяется два яруса повторно-жильных льдов (ПЖЛ). Верхний ярус ледяных жил, мощностью до 20 м, развит в склоновых отложениях, представленных тёмно – серыми суглинками, с базальной криогенной текстурой. В аллювиальных наносах с линзовидной и массивной криогенными текстурами выделяется нижний ярус ПЖЛ [8, 9, 14]. Буровыми работами, на контакте склоновых и аллювиальных отложений

были вскрыты пластовые льды, их мощность достигает 1 м, площадь простирания проследить не удалось [10].

Несмотря на широкое распространение подземного льда, залегающего близко к дневной поверхности, термокарст здесь развит ограничено. Это вероятно обусловлено низкими зимними температурами горных пород и большими запасами холода в них. Данная территория относится к области с высокой термической устойчивости [5, 11].

В связи свыше изложенным, появление Батагайского «провала», может показаться неожиданным. Однако, как показали исследование, появление «провала» является закономерным развитием территории.

Как отметила Вдовина [1] Батагайский «провал» расположен между посёлками Батагай и Эге-Хая, на юго-восточной седловине горы Киргилях. На топографической карте масштаба 1:100 000 издания 1965 г «провал» показан в виде линейной депрессии шириной 10 м и глубиной 5 м. В 1969 г. депрессия так же носила линейный характер и имела незначительно большие размеры. С 70-х годов прошлого века «провал» начал резко увеличиваться в ширину и глубину, и в данное время, это образование приобрело очертание, напоминающее по форме морского ската.

В настоящее время ширина «провала» составляет более 600 м при общей длине более 4 км. Мощность рыхлых отложений достигает 60 м, и они постилаются коренными породами триасового возраста.

В разрезе «провала» хорошо выражены две толщи рыхлых отложений, имеющих различный состав. Верхняя толща представлена суглинками (всего четыре пачки) разделённых слоистыми супесями. Для этой толщи характерно высокое содержание подземного льда, представленного ледяными жилами с базальной криогенной текстурой. Ниже, расположена толща мелкозернистых желтовато-серых песков, подстилаемых серыми и тёмно-серыми песками. Для этой толщи, характерна массивная криогенная текстура.

Появлению Батагайского «провала» благоприятствовали следующие факторы.

1. Антропогенный. «Провал» расположен не далеко от карьера, в котором добывают щебень для засыпки дороги.

2. Климатический. По метеостанции Верхоянск, с 1967 по 2010 гг. отмечались заметные климатические изменения. Они сводились к следующему: 1) более чем на 1° увеличилась среднегодовая температура воздуха; 2) почти на 20 мм возросла сумма летних атмосферных осадков [13].

3. Тектонический. На Северо-Востоке Якутии, самыми значительными скоростями вздымания (до +20 мм / год) отмечается в Верхоянской горной системе [3]. В феврале 1951 г. в бассейне р. Адычи было отмечено землетрясение силой 7 баллов. В посёлке Батагай интенсивность толчка составила 4 балла [4].

Из всего выше изложенного сделаем следующие выводы:

1. Суровые климатические условия Янского плоскогорья обусловили развитие сплошной толщи мёрзлых пород мощностью от 200 до 500 м, стемпературой на подошве слоя годовых колебаний от -6 до -10°С.

2. В склоновых и аллювиальных отложениях отмечается широкое развитие повторно-жильных льдов с базальной криогенной текстурой.

3. Батагайский «провал» – современное термокарствое образование, представляющий собой нормальный процесс развития территории Янского плоскогорья.

Литература:

1. Вдовина Л.Г. Батагайский «провал» – современный термокарст, развивающийся в реальном времени // Геологический вестник Якутии, 2017, № 1 (16), С. 43-50.

2. Геоморфология Восточной Якутии. – Якутск: Якутское кн. изд-во, 1967. – 276 с.

3. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Активные разломы и сейсмотектоника Северо-Восточной Якутии. Якутск. 1990. – 138 с.

4. Кочетков В.М. Сейсмичность Якутии. – М.: Наука, 1966. – 92 с.

5. Малкова Г.В. Павлов А.В., Скачков Ю.Б. Оценка устойчивости мёрзлых толщ при современных изменениях климата // Криосфера Земли. 2011. Т.XV. № 4, С. 33-36.

6. Мурзин Ю.А., Русаков В.Г. Температуры горных пород в бассейне р. Яны // Криолитозона и подземные воды Сибири. Ч. 1. Морфология криолитозоны. – Якутск: ИМЗ СО РАН, 1996. – С. 45-56.

7. Мурзин Ю.А., Тетельбаум А.С., Шендер Н.И. Влияние термокарстовых озёр Нижне-Адычанской впадины на формирование стационарного температурного поля // Озёра холодных регионов. – Якутск: ЯГУ, 2000. – С. 127-136.

8. Мурзин Ю.А. Вечная мерзлота в долине реки Кючюс // Природа, №2, 2014, - С. 39-44.

9. Мурзин Ю.А. Подземные льды в бассейне реки Кимпиче // Природа. №10.2016. С. 60-67.

10. Мурзин Ю.А., Жижин В.И. Геокриологические условия хребта Кисилях на участке пересечения его рекой Адычей// Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России: Материалы V Всероссийской научно-практической конференции (31 марта – 2 апреля 2015 г). – Якутск: ИД СВФУ, 2015. С. 299-303.

11. Мурзин Ю.А., Босиков Н.П. Развитие термокарста Янского плоскогорья // Биологические проблемы криолитозоны. Якутск: – Материалы Всероссийской конференции «Биологические проблемы криолитозоны.2012. – С. 127-128.

12. Некрасов И.А., Девяткин В.Н. Морфология криолитозоны бассейна р. Яны и сопредельных районов. – Новосибирск: Наука, 1974. – 72 с.

13. Сайт Всероссийского научно-исследовательского института гидрометеорологической информации – Мирового центра данных (ВНИИГМИ – МЦД). Источник: ВНИИГМИ-МЦД. Электронный ресурс. Код доступа: http://meteo.ru/

14. Слагода Е.А. Микростроение мёрзлых склоновых отложений гряды Кисилях // Денудация в криолитозоне. – М.: Наука, 1991. – С. 19-29.

15. Справочник по климату СССР (Якутская АССР). Вып. 24, часть 1. – Л.: Гидрометеоиздат, 1967. – 96 с.

ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ И СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ ДЮННОГО МАССИВА – ТУКУЛАН МАХАТТА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЯКУТИЯ)

Павлова М.Р., Галанин А.А., Шапошников Г.И., Климова И.В.
Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск,
Nigaer@yandex.ru

Центральная Якутия является одним из регионов распространения реликтовых и современных дюнных массивов (тукуланов), приуроченных к вечномерзлым породам. Строение осадочной толщи, на которой залегают, либо погребены тукуланы, характеризуется пестрым фациальным составом. Она содержит невыдержанные горизонты неясного флювиального генезиса, включая прослои пойменных и озерно-болотных отложений, древние почвенные и торфяные горизонты, единичные гальки и гравий, прослои ветрогранников, погребенные эоловые наносы, а также специфические син- и эпигенетические ледово-грунтовые жилы [1, 2]. Фациальное разнообразие осадочной толщи с выраженными эоловыми горизонтами свидетельствует об изменчивости и существенной нестабильности их накопления, что затрудняет понимание генетической принадлежности дюнных образований в целом.

С целью установления обстановки осадконакопления и генезиса отложений в 2015-2016 гг. проведены полевые исследования в пределах ключевого участка «Дюнный массив – тукулан Махатта», расположенного

на левом берегу р. Вилюй в 10 км северо-западном направлении от п. Кысыл-Сыр вверх по течению (Центральная Якутия). В пределах юго-восточной части тукулана заложена серия из четырёх разрезов, выполнено их подробное описание и опробирование.

На базе института мерзлотоведения СО РАН (г. Якутск) для 56 песчаных проб выполнен гранулометрический анализ и статистическая обработка по методу Р.Л. Фолка и В.С. Уорда [6]. В программе Gradistat посчитаны следующие показатели: средний размер (x), мода (Mo), медианный диаметр (Md), коэффициент сортировки (σ), асимметрия (α), эксцесс (τ), выраженные мкм [5]. Минералогический анализ выполнен для 31 пробы иммерсионным методом [3]. Для образцов торфа и древесины, отобранных из пачки болотных отложений, выполнен радиоуглеродный анализ (6 проб) методом жидкостной сцинтилляции на спектрометре-радиометре Quantulus 1220 и спорово-пыльцевой анализ (11 проб) согласно общепринятым методикам.

На основании полученных данных выделены следующие типы отложений:

1. Аллювиальная пачка отложений (мощность от 2 до 7 м) характеризуется чередованием русловой и пойменных фаций. Русловая фация представлена песками красно-коричневыми, охристыми мелко-, средне и крупнозернистыми (x = 110-470 и 1130-1330 мкм) с прослоями и линзами гравия, мелкой гальки. Текстура субгоризонтальная и косослоистая. Сортировка осадка от слабой до плохой (σ = 1,67-1,94 и 2,00-2,26). Слабая сортированность осадка соответствует недостаточной длине транспортировки субстрата перед его отложением в условиях повышенного турбулентного режима седиментации. Симметричное распределение среднезернистых фракций (α = 0,05-0,07), у крупнозернистых песков асимметрия смещена в сторону мелких фракций (– 0,17… – 0,74), у мелкозернистых – в сторону крупных фракций (0,12-0,55). Значение эксцесса (τ = 0,89-1,56) указывают на определенную тектоническую стабильность, доставку небольших порций субстрата и превышение скорости его обработки над поступлением. Значение медианы изменяется от 84-40 до 2003 мкм, мода – от 75 до 375-2400 мкм. Данные также свидетельствую о полном цикле осадконакопления русловой фации.

Пойменная фация представлена светло-серыми, светло-желтыми, супесями легкими пылеватыми и тяжелыми пылеватыми горизонтально-слоистыми, иногда неявно слоистые, с включениями остатков растительности и прослоями органического детрита. Местами признаки ожелезнения.

Аллювиальные отложения характеризуются в своем минералогическом составе доминированием кварца до 85%. Полевые шпаты составляют до 31%, обломочные породы практически отсуствуют. Единично встречаются мусковит, биотит, хлорит. Среди вторичных новообразованных минералов распространены гидроокислы железа (до 4,6%), гранат, ильменит.

2. Болотная фация представлена торфом темно-коричневым и светло-коричневым хорошо спрессованным, плохо разложившимся. Мощность торфа варьируется от 0,10-0,15 до 0,5-0,8 м. По данным радиоуглеродного датирования возраст формирования пачки отложений составляет 2600-700 кал.л. н. В ходе анализа спорово-пыльцевых спектров отмечено, что в своем составе они характеризуются доминированием древесных пород (до 98□4%), среди которых преобладает *Pinus subgen. Diploxylon* (46,5-90,3%). Отмечено в меньшем количестве содержание пыльцы других деревьев и кустарников: *Picea* (1,3-7,1%), *Betula*spp. (6,0-26,2%), *Alnaster* (0,6-15,9%), *Salix* (0,3-5,8%). Пыльца трав составляет 1,6-9,3% с преобладанием Ericaceae, Cyperaceae, Poaceae, Rosaceae и *Artemisia*. Отмечено небольшое содержание (менее 0,5%) пыльцы Onagraceae, Chenopodiaceae, Brassicaceae, Asteroideae, *Thalictrum*. Сумма спор (*Selaginella rupestris, Polypodiophyta, Sphagnum, Lycopodiaceae*) составляет 2,0-25,9 % [4]. Встречаются в спектрах непыльцевые палиноморфы: споры *Glomus, Gelasinospora, Zygnemataceae и водоросли* (*Botryococcus, Pediastrum*).

3. Эоловая пачка отложений (мощность от 1 до 5 м), залегающая в верхней части разрезов, представлена песками светло-желтыми и светло-серыми, мелко- и среднезернистыми перекрестно-косослоистыми (x = 240-340 мкм). Отложения имеют хорошую и среднюю сортировку (σ = 1,37-1,62). Значение медианы от 259 до 336 мкм, моды – 375 мкм. Асимметрия смещена в сторону мелких фракций (α = – 0,16… – 0,36). Значение эксцесса (0,74-1,35) указывают на очень подвижный характер аккумуляции, обусловленный внешней (климатической) составляющей.

Основным компонентом эоловой фации тукулана Махатта является кварц (до 96%). В небольшом количестве присутствуют полевые шпаты (менее 11%), обломки песчаников (до 1%). Среди вторичных новообразованных минералов распространены гидроокислы железа, гранат, ильменит, амфиболы.

Таким образом, полученные данные позволили проследить три этапа осадконакопления юго-восточной части тукуланаМахатта в позднечетвертичное время: аллювиальный (русловой и пойменный), болотный и эоловый; выявить особенности гранулометрического и

минералогического состава отложений, а также охарактеризовать палинофлорупогребенного торфяника, время формирование которого происходило на протяжении 2600-700 кал. л. н.

Исследования проведены при поддержке грантов РФФИ № 18-35-00076_мол_а, РФФИ № 17-05-00954_а, РФФИ-РС (Я) № 18-45-140012_р_а.

Литература:

1. Катасонова Е.Г. Криогенные образования в сезоннопротаивающих эоловых отложениях Центральной Якутии // Геокриологические и гидрогеологические исследования Сибири. 1972. С. 80-89.

2. Катасонова Е.Г., Толстов А.Н. Геокриологические особенности развеваемых песков (тукуланов) правобережья р. Вилюй // Многолетнемерзлые горные породы различных районов СССР. 1963. С. 166-178.

3. Методы палеогеографических реконструкций (при поисках залежей нефти и газа) / под ред. В.А. Гроссгейма, О.В. Бескровной, И.Л. Геращенко и др. Л.: Недра, 1984. 271 с.

4. Павлова М.Р., Рудая Н.А., Галанин А.А., Шапошников Г.И. Строение и динамика развития дюнных массивов Вилюйского бассейна в позднечетвертичное время (на примере тукуланов Махатта и Кысыл-Сыр) // Сибирский экологический журнал, 2017. №4. С. 473-486.

5. Blott S.J., Pye K. Gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments // Earth surface processes and landforms. 2001. Vol. 26. P. 1237-1248.

6. Folk R.L. Petrology of sedimentary rocks. – Texas: Hemphill Publishing Company Austin, 1980. 184 c.

СОСТАВ СЕЗОННОФОРМИРУЮЩИХСЯ ВОД НА УРБАНИЗИРОВАННОЙ ТЕРРИТОРИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ

Павлова Н.А., Данзанова М.В.

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск,

pavlova@mpi.ysn.ru

В Центральной Якутии наиболее освоенной территорией является долина Туймаада, охватывающая пойму и низкую надпойменную террасу на левобережье р. Лены. Здесь расположен г. Якутск, население которого составляет около 30% всей Якутии. Застройка территории города сопровождается развитием различных негативных процессов, среди которых крайне выражены заболачивание и переувлажнение грунтов

оснований [3]. К природным факторам, определяющим высокий риск развития процессов заболачивания и подтопления грунтов в г. Якутске, относятся слабый естественный дренаж территории, наличие в верхней части геологического разреза слабопроницаемых отложений и близкое залегание многолетнемерзлых пород. Среди техногенных факторов, усугубляющим сложившуюся ситуацию, можно выделить изменение условий стока при вертикальной планировке, отсыпка привозным грунтов и застройка ранее не пригодных для строительства естественных понижений, утечки воды из неисправной водо- и теплосети, а также неправильное обустройство территории. К последнему в первую очередь следует отнести прокладку автомобильных дорог без дренажной системы. Нарушение стока на территории г. Якутска интенсифицирует образование небольших техногенных водоемов с застойным режимом в придорожных зонах и в местных естественных понижениях. На таких участках вытаивание сегрегационного льда, ранее законсервированного в супесчано-суглинистых многолетнемерзлых грунтах, сопровождается просадками поверхности и дальнейшим заболачиванием территории [4].

Объектами исследований стали поверхностные и надмерзлотные воды сезонноталого слоя. Изучение химического состава поверхностных вод было проведено в одном из окраинных микрорайонов г. Якутска, расположенном в его юго-западной части города. Для оценки состояния нбадмерзлотных вод в работе использованы данные химического анализа водных проб, отобранных из скважин, колодцев, копуш и сезонных водоемов сотрудниками ИМЗ СО РАН. Часть данных получена из фондов ГУП «Сахагеоинформ». Аналитические исследования химического состава воды выполнены в Институте мерзлотоведения СО РАН и центральной геологической лаборатории ГУГГП РС(Я) «Якутскгеология» по одинаковым методикам.

Результаты статистической обработки данных химических анализов водных проб, отобранных из сезонных водоемов, свидетельствуют о весьма пестрой минерализации поверхностных вод и ее постепенном увеличении в течение лета (рис. 1). Характерно, что точки с максимальными концентрациями растворенных компонентов как в поверхностных, так и надмерзлотных водах, расположены вблизи пересечения дорог. На таких участках минерализация воды даже в мае составляет 0,5-0,7 г/л, к октябрю концентрация химических компонентов увеличивается до 2-4 г/л. Солоноватые и соленые воды в лужах имеют преимущественно хлоридно-сульфатный или сульфатно-хлоридный натриевый типы. Такие воды

формируются в условиях слабого водообмена и испарительного осаждения солей.

Надмерзлотные подземные воды на территории г. Якутска встречаются в четвертичных отложениях в сезонноталом слое и надмерзлотных таликах. Этим водам принадлежит главная роль в формировании инженерно-геологических свойств грунтов и большинства экзогенных геологических процессов. Появляясь на криогенном водоупоре в мае–июне, надмерзлотные воды сезонноталого слоя существуют до 7–8 месяцев [4]. На повышенных элементах рельефа, где глубина протаивающего слоя в конце лета достигает 3–4 м, грунты менее обводнены, так как инфильтрирующиеся в породы атмосферные осадки быстро стекают в понижения. В низинах, у оснований склонов выположенных валов высокольдистые грунты протаивают на меньшую глубину, но сезонноталый слой зачастую здесь обводнен полностью (до 1–2 м). Основную роль в пополнении запасов надмерзлотных вод играют атмосферные осадки. На территории г. Якутска важным балансообразующим элементом являются аварийные утечки из различных водонесущих инженерных коммуникаций.

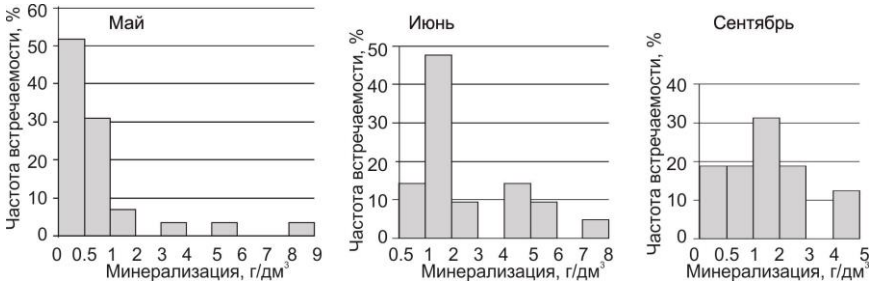


Рис. 1. Диапазон изменения и встречаемость минерализации поверхностных вод в теплый период года на территории микрорайона «Мерзлотка» г. Якутска

По данным 43 анализов водных проб, отобранных в период 25 июля – 15 августа в разных частях города, минерализация надмерзлотных вод сезонноталого слоя в большинстве случаев (65%) изменяется от 1 до 4 г/дм^3, иногда достигая 8–9 г/дм^3. В их анионном составе преобладает гидрокарбонат-ион при повышенном содержании хлора (рис. 2). Среди катионов превалирует натрий. Хорошей миграции хлоридов, сульфатов и щелочных элементов способствует щелочной (pH>7,5) характер воды [1, 2]. Подчиненное место среди катионов занимает магний, содержание кальция в надмерзлотных водах редко превышает 20%. Формирование солоноватых и соленых вод в основании

сезонноталого слоя пород происходит в результате инфильтрации загрязненных поверхностных вод, их взаимодействия с тонкодисперсными грунтами и концентрирования растворенных веществ в условиях затрудненного водообмена. Нередко на таких участках в дальнейшем происходит формирование водно-химических таликов, содержащих линзы надмерзлотных криопэгов.

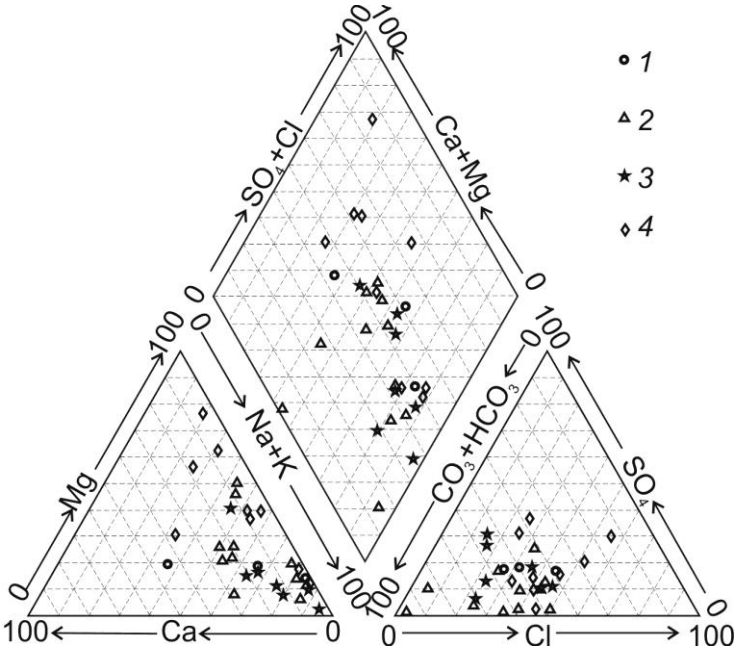


Рис. 2. Химический состав надмерзлотных вод сезонноталого слоя на территории г. Якутска (диаграмма Пайпера).
Минерализация: 1 – до 1 г/дм^3; 2 – 1–2 г/дм^3; 3 – 2–3 г/дм^3; 4 – больше 3 г/дм^3.

Таким образом, на территории г. Якутске сочетание природных и техногенных факторов способствует высокой степени обводнения территории. Локализованный характер воздействия техногенных факторов определяет весьма пестрое распределение минерализации поверхностных и надмерзлотных вод. Наиболее неблагоприятная ситуация складывается в местах зарегулированного стока. В грунтах оснований на таких участках существует высокая вероятность формирования криопэгов.

Литература:

1. Анисимова Н.П. Криогидрогеохимические особенности мерзлой зоны. – Новосибирск: Наука, 1981. – 153 с.

2. Анисимова Н.П., Павлова Н.А. Гидрогеохимические исследования криолитозоны Центральной Якутии. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2014. – 189 с.

3. Шац М.М., Сериков С.И. Современное обводнение территории г. Якутска // Наука и образование. 2009. № 4. С.76–80.

4. Шепелёв В.В. Надмерзлотные воды криолитозоны. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2011. – 169 с.

ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ ПОЧВ НА ВОДОРАЗДЕЛЬНЫХ ЛАНДШАФТАХ ДЕЛЬТЫ РЕКИ ЛЕНЫ

Поляков В.И.[1], Орлова К.С.[2]

1 – Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, г. Санкт-Петербург, slavon6985@gmail.com

2 – Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, orlkse@yandex.ru

Дельта реки Лены является самой крупной речной дельтой, расположенной в арктической зоне, она занимает около 30 000 км^2. Дельта образовывалась в связи с деятельностью реки: вынос наносов, эрозии, абразии под влиянием флуктуаций уровня моря и перемещения земной коры [1]. Почвы дельты реки Лены образуются под действием нескольких почвообразующих процессов – поемно-аллювиальный процесс и криогенез. Почвы пойм представлены как относительно молодыми, так и недавно образованными участками (прибрежные отмели, заросшие водоемы), едва затронутые почвообразовательным процессом, так и участки относительно большего возраста, уже вышедшие из сферы ежегодной поемности и покрытые вполне развитыми почвами с выраженными признаками зональных черт почвообразования. Таким образом, в дельте формируются почвы шести отделов, приуроченные к геоморфологическим террасам.

Дельту принято делить на три геоморфологические террасы: первая – терраса, которая подвергается ежегодному затапливанию (1-12 м) самая молодая часть дельты, вторая – «ледовый комплекс» (12-30 м), сформировавшаяся в промежуток между поздним плейстоценом и ранним

голоценом включает в себя около 23% территории, и третья, самый древний участок (30-60 м), эрозионный остаток позднего плейстоцена.

Дельта Лены покрыта тундровой растительностью различных типов. Основными компонентами являются злаки, осоки, мхи, лишайники, травы и кустарнички. Характерная особенность тундры – отсутствие леса. Здесь преобладают злаково-осоково-моховые ценозы, в понижениях рельефа – гипново-осоковые полигональные болота. Также растительный покров имеет не сплошной характер («пятнистая тундра»). Дельта реки Лена характеризуется господством мохово-лишайниковой растительности. Моховые группировки преобладают на суглинистых, а лишайниковые – на грубоскелетных, каменистых почвах. Также нередко вблизи озер ледового происхождения мохово-лишайниковую растительность заменяют осоково-пушицевые группировки. По теплым южным склонам на дренированных породах легкого механического состава и в долине реки встречаются участки с травянистой растительностью (тундровые луговины и пойменные луга).

В ходе двух экспедиций в дельту реки Лены было заложено около 150 почвенных разрезов и прикопок. В результате сформировалась целостная картина о почвенном разнообразии, которые классифицировались согласно классификации и диагностике почв России 2004 г [2]. Также были проанализированы физические, физико-химические и химические параметры данных почв [3].

В дельте развиваются следующие отделы почв, четко приуроченных к геоморфологическим террасам. На первой террасе формируются стратоземы и серогумусовые почвы, образующиеся в результате действия реки. Гранулометрический состав почв представлен песками и супесями. При ежегодном накоплении аллювия формируются стратифицированные слоистые почвы с большим количеством погребенных органических горизонтов. Запасы органического углерода в данных отделах достигает 20 кг/м^2, что является существенным вкладом в депонировании углерода в Арктической зоне. Микробиологическая активность таких почв составляет около 80 мгCO_2 на 100 грамм почвы в сутки. Данная величина может говорить о том, что органический углерод присутствует в труднодоступной форме и депонируется в почве. Мощность таких почв достигает 70-80 см. Флора характеризуется следующими видами: осоки (Salixglauca/reptans/lanata), хвощ (Equisetumsp.), лисохвост (Alopecurusalpinus), овсяница (Festucarubra), щучка (Deschampsiaborealis).

На второй и третьей террасах образуются почве несущие зональные признаки почвообразования региона и представлены они следующими типами: подбуры, торфяные почвы, криоземы и глеевые почвы. Формирование подбуров связано с активной миграцией и накоплением ионов железа и аллюминия в своем профиле и на границе с многолетнемерзлыми породами (ММП). Образуются преимущественно на хорошо дренированных позициях (возвышенности, булгуняхи). Мощность таких почв составляет 40-50 см. Запас углерода здесь около 16 кг/м^2. Микробиологическая активность достигает 68 мг CO_2 на 100 грамм почвы в сутки. Органическое вещество почв также находится в труднодоступной форме и происходит его депонирование в составе многолетнемерзлых пород.

Торфяные почвы образуются преимущественно вблизи водных объектов и западинах. Характеризуются активным торфообразованием и торфонакоплением. Мощность профилей таких почв минимальна и достигает 20-30 см. Это связано с тем, что мхи, в составе растительных сообществ, представляют собой температурный барьер и не позволяют прогреваться почвам. Запас органического углерода составляет около 13 кг/м^2. Микробиологическая активность достигает 140 мг CO_2 на 100 грамм почвы в сутки. Данные значения говорят о том, что в этих почвах формируются легкодоступные органические соединения, которые поглощаются микроорганизмами.

Криоземы формируются на хорошо дренированных территориях, но также здесь присутствуют признаки оглеения на контакте с ММП, которые образуют геохимический барьер и служат местом аккумуляции органоминеральных соединений. Запас органического углерода составляет 13 кг/м^2. Микробиологическая активность достигает 120 мг CO_2 на 100 грамм почвы в сутки. Благоприятные экологические условия и высокое содержание органических веществ сопутствует высокой микробиологической активности.

Глеевые почвы образуются в зонах с избыточным увлажнением, занимая локальные мезо- и микропонижения. Также высокое залегание ММП до 20 см, способствует формированию анаэробной среды, в которой происходит смена окислительного режима на восстановительный и смена валентности с Fe^{3+} на Fe^{2+}. Запас углерода составляет около 16 кг/м^2. Деятельность

микроорганизмов высокая – 130 мг CO_2 на 100 грамм почвы в сутки. В почве активно накапливается железо в закисной форме на границе с ММП.

В результате проделанной работы, были выделены почвы, принадлежащие 6 отделам и проанализированы физические, физико-химические и химические параметры. Обнаружено что в почвах депонируется до 20 кг/м^2 органического углерода, и микробиологическая активность достигает 130 мг CO_2 на 100 грамм почвы в сутки. В уязвимых условиях Арктической зоны такое количество запасенного органического материала может являться большой угрозой для местной экосистемы. Деградация многолетнемерзлых пород может вызвать увеличение эмиссии парниковых газов в атмосферу и способствовать глобальному потеплению климата.

Литература:

1. Большиянов Д.Ю., Макаров А.С., Шнайдер В., Штоф Г. Происхождение и развитие дельты реки Лены. СПб.: ААНИИ, 2013. 268 с.

2. Герасимова И.П. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 343с.

3. Polyakov V., Orlova K., Abakumov E. Evaluation of carbon stocks in the soils of Lena Delta River on the base of application of direct and indirect methods of carbon determination // Biological communications. 2017. Vol. 62. No. 2. P. 67-72.

ЦИКЛИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ БИФУРКАЦИЙ ЗЕМЛИ

Поморцев О.А.[1], Кашкаров Е.П.[2], Поморцева А.А.[3]

1 – Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск, fess117@rambler.ru

2 – Международный институт исследования ритмов, г. Иркутск, e.kashkarov@gmail.com

3 – Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург, a.a.pomortseva@mail.ru

Известно, что эндогенные геологические процессы - главный двигатель глобальныхизменений внешнего лика и условий жизни Земли – носят циклический характер. Согласно В.И Вернадскому, энергетика этих процессов задается распадом радиоактивных элементов, сосредоточенных исключительно в земной коре. Со временем радиоактивность падает,

поступление радиогенной энергии убывает, Земля охлаждается и ослабляются функции хемостата, поддерживающего жизнь биоты [2, 8, 4].

Как пишет Ю.Н. Иванов, … «при ограниченности массы углерода в атмосфере, гидросфере и биосфере, и непрерывном выходе его из биокруговорота в результате захоронения в стратисфере (осадочной оболочке литосферы), само существование жизни указывает, что запас углерода возобновляется и поддерживается за счёт эффузивного вулканизма, при котором происходит дегазация мантии. Углерод переходит из глубинных недр (мантии) через внешние оболочки Земли и биосферу в менее глубокие недра земной коры, отлагаясь там в виде карбонатов и в органической форме (каустобиолиты). Коль скоро такое перемещение, осуществляемое внутренней энергией планеты, закончится, жизнь геомериды прекратится» [4, с.1.]. Геомерида (по Станкевичу, 1919) – это населённая жизнью планета, имеющая свойства возобновления и поддержания циклов жизни [по 4]. Согласно А.Б. Ронову [8], жизнь геомериды возможна лишь до тех пор, пока планета тектонически активна, т.е. пока не произошёл полный распад радиоактивных атомов и выделяется достаточно радиогенного тепла на все тектонические процессы. Именно в результате этого происходит постоянная мобилизация биогенных элементов из глубинных недр планеты для возмещения их убыли вследствие седиментации и захоронения в стратисфере. Таким образом, распад радиоактивных элементов или изотопов, сосредоточенных в земной коре, поставляет энергию для всех геотектонических процессов от дрейфа литосферных плит и эпейрогенезов (медленные процессы) до орогенезов, сейсмики и вулканических извержений (относительно быстрые и катастрофические процессы), что и является одним из наиболее важных условий существования жизни.

Геологическая история Земли показывает, что все важнейшие события ее летописи, в частности эпохи складчатостей и горообразования, сопряженные с глобальным усилением эффузивного вулканизма (Архейская, Байкальская, Каледонская, Герцинская, Мезозойская, Альпийская), подчинены периодичности в 160-200 млн. лет – времени обращения солнечной системы вокруг ядра Галактики, и другим ритмам менее крупного ранга. Речь идет о глобальных ритмических колебаниях климата, уровня океана, сейсмической и вулканической активности и оледенения известных в ближайшем к нам отрезке геологической истории – плейстоцене. Эти ритмы связанны с циклами орбитальных неравенств

Земли и, прежде всего, с наиболее известным из них 41-тысячелетним циклом М. Миланковича [6], подтвержденным обширным палеогеографическим материалом [5].

Как подчеркивает Е.В. Максимов, вся геологическая периодичность – это события космического порядка. Именно поэтому … «реконструкция геологической истории и разработка долгосрочных прогнозов изменения природных обстановок немыслима без учета ритмических явлений в природе Земли» [5, с. 5].

В связи с этим жизнь на Земле есть функция не двух, как считает Ю.Н. Иванов [4], а трех переменных: 1) космической энергии Солнца, 2) глубинной энергии планеты, выделяемой при распаде радиоактивных элементов и изотопов в земной коре, 3) циклических импульсов усиления геоактивности под воздействием космических ритмов.

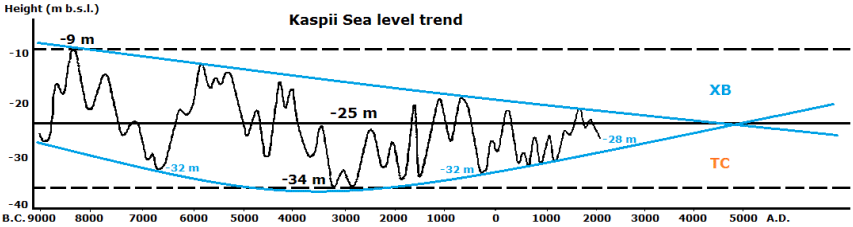


Рис. 1. Ходы кривой уровня Каспия за последние 11 тыс. лет [3] и графическая модель точки бифуркации процесса (синим). Условные обозначения: ХВ – холодно-влажный климат; ТС – тепло-сухой климат

Рис. 2. Ходы кривой уровня Каспия за последние 400 тыс. лет [3] и графическая модель точки бифуркации процесса (синим). Условные обозначения те же, что и на рис.1.

В качестве предвестника окончания современного цикла хемостата и, начала нового, нами рассматриваются кривые колебаний уровня Каспия за

последние 11 и 400 тыс. лет (рис. 1, 2). Эти колебания задаются многотысячелетними ритмами Космоса и тесно сопряжены с ледовитостью Арктики [1, 9, 7]. В структуре ходов кривых (см. рис. 1, 2) трассируются крупные климато-гидрологические циклы, а также наложенные на них циклические осцилляции двух орбитальных ритмов: 41000-летнего – Милутина Миланковича, и 2600-летнего – Роджера Брея.

Обе кривые показывают тенденцию к затуханию колебательного процесса и его бифуркации в ближайшем геологическом будущем. Согласно диаграммам обоих ритмов, глобальные изменения в режиме геологической среды можно ожидать в будущем в две волны – через 2-3 тыс. лет, и спустя 35-40 тыс. лет от настоящего времени (см. рис. 1, 2). Ближайшая бифуркация хронологически совпадает с завершением текущего цикла прецессии и, возможно, трассирует верхнюю границу голоцена.

Литература:

1. Берг Л.С. Уровень Каспийского моря и условия плавания в Арктике //Известия Всесоюзного географического общества. – Т. 75. – Вып. 4. 1943. С. 16-21.

2. Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и её окружения. М.: Наука. 1965. С. 95-103, 335.

3. Гаршин И.К. Циклы древних миграций из Урала в Средиземноморье по данным археологии, лингвистики, популяционной генетики и климатологии (Единый путь распространения мегалитов, коневодства, колоколовидных кубков и гаплогруппы R1b в Европе V-III тыс. до н.э.). 2015. *http://www.garshin.ru/history/archeology/ancient-eurasia/bbc-r1b-match.htm*

4. Иванов Ю.Н. Старение геомериды. Март, 2018, рукопись, 4 с.: в печати.

5. Максимов Е.В. Проблемы оледенения Земли и ритмы в природе. Л., Наука. – 1972. 295 с.

6. Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. ГОНТИ-НКТП, М.-Л. – 1939. 224 с.

7. Поморцев О.А., Кашкаров Е.П., Ловелиус Н.В. Биоклиматическая хронология голоцена: реконструкция и прогноз // Вестник Северо-Восточного университета им М.К. Аммосова. №3 (47). – 2015. С. 100-115.

8. Ронов А.Б. Принцип сохранения жизни в ходе геологической эволюции Земли. // Природа № 4. 1978. С. 30-41.

9. Шнитников А.В. Изменчивость общей увлажненности материков Северного полушария. Зап. ГО СССР, новая серия. – Т. – 16. – М-Л. 1957. 337 с.

ГЛОБАЛЬНОЕ ПОТЕПЛЕНИЕ КЛИМАТА КАК ФАКТОР ОПАСНОСТИ ПРИ ГОРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ОСВОЕНИИ КРИОЛИТОЗОНЫ

Поморцев О.А.[1], Поморцева А.А.[2], Рожин С.С.[1]
1 – Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск, fess117@rambler.ru
2 – Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург, a.a.pomortseva@mail.ru

В современной волне глобального потепления, уже принёсшей ущерб человечеству на многие миллиарды долларов, установлены два непреложных факта:

1. Потепление идёт опережающими темпами на территории Якутии, целиком расположенной в зоне действия Сибирского антициклона [1-3].

2. Оно же представляет основную угрозу любым формам деятельности человека и его проживанию в области вечной мерзлоты, в которую опять же целиком входит Якутия.

Отсюда основной вывод: какие бы проблемы природного и социального характера мы не решали в Якутии все они решаются только внутри проблемы глобального потепления.

Однако, несмотря на очевидную угрозу потепления, сама проблема закономерностей его развития и прогноза остается предметом дискуссии специалистов. Их точки зрения диаметрально противоположны. Одни прогнозируют дальнейшее развитие потепления со всемирным потопом, другие похолодание, сопоставимое по масштабам с Малой ледниковой эпохой (МЛЭ) XVI-XIX вв. Учитывая высокую льдистость грунтов основания, особенно в Центральной и Северной Якутии с их ледовым комплексом можно предположить, что и эпицентр разрушения мерзлоты, в случае продолжения эскалации потепления, придется именно на них.

К настоящему времени уже получен определенный объем материалов наблюдений за динамикой природных процессов в криолитозоне Якутии на фоне развивающегося потепления. Они, уже сейчас, в той или иной степени, позволяют оценивать отклик криолитосистем на процесс потепления. В частности, на фоне увеличения протаек ММП и повышения температуры пород на подошве слоя годовых теплооборотов отмечается усиление динамики экзогенных геолгических процессов и явлений [3, 8]. Особую

роль при этом играют аномалии атмосферного увлажнения способные создавать условия пока еще только локальных экзогенных катастроф [5, 7].

В условиях широкого распространения высоко-льдистых толщ ММП, особенно на аллювиально-льдистых равнинах и в горных долинах Якутии (более 30% площади Республики Саха), уже сейчас необходимо думать о возможных проблемах в связи с планируемым развитием горно-геологичекого освоения территории богатой алмазами, золотом, углем, нефтью и газом. Хороший пример даёт современное таяние льдов в Арктике, когда после трёх десятилетий потепления Северный Ледовитый океан потерял за один только 2007 год 25% ледового покрова. Процесс достиг критической точки при огромном сопротивлении Арктики таянию, но достигнув её, пошёл вперёд семимильными шагами. Необходимо помнить, что присутствие в составе ММП природных льдов с их тенденциями к фазовым переходам, огромной массой и инерцией к таянию представляет катастрофическую угрозу, способную проявить себя в самый неподходящий момент.

Согласно нашим наблюдениям первая волна усиления динамики экзогенных геологических процессов обозначилась в Центральной Якутии также, как и в Арктике спустя четверть века от начала развития главной волны современного потепления «стартовавшей» в конце 1970-х гг. Она была зафиксирована в 2001-2003 гг. в долине Средней Лены, где под влиянием оттаивания ММП произошло усиление динамики надмезлотных вод, вызвавшее массовые обрушения осадочного чехла на крутых бортах долины, с обнажением скальных оснований. С нею также было связано пробуждение термокарста на открытых участках высокольдистых аккмулятивных равнин и древних речных террас. Особенно ярко этот процесс обозначился в районе урочища «Кангаласский камень» - на юго-восточной периферии крупнейшего в Якутии Кангаласского буро-угольного месторождения под Якутском. То же самое произошло и в урочище Эркени, в 75 км к югу от Кангаласского выступа.

Практически одновременно экзогенный удар приняли автодороги Якутии, в том числе федеральные трассы «Лена» (Якутск – Большой Невер) и «Колыма» (Якутск-Магадан). Именно эти дороги обеспечивают транспортную доступность к золотоносным месторождениям Востока Сибири и круглогодичные межрегиональные автотранспортные связи Республики Саха (Якутия) с Дальним Востоком, Центральной Россией и Магаданской областью.

Несколько позднее, в 2011-2014 гг., экзогенная экспансия накрыла горную область Восточной Якутии. Наиболее ярко она обозначилась в районе Батагайского кассеритового месторождения (Верхоянье). Здесь, в бассейне речки Батагайки, образовался гигантский теплоэрозионный провал, обнаживший мощное ледяное ядро криолитозоны в виде ледового уступа высотой до 30 м и более и протяженностью более километра.

Масштабы разрушений криолитозоны на участке батагайского провала наглядно продемонстрировали, с одной стороны, поистине грандиозные масштабы потенциально опасной ледовой структуры криолитозоны, с другой, масштабы проблемы, с которой нам предстоит столкнуться в случае дальнейшей эскалации потепления.

Согласно нашему прогнозу в текущем столетии следует ожидать усиление (после непродолжительного спада) динамики потепления особенно в конце 2020-х – 2030-е гг. и во второй половине текущего векового цикла. Именно эти периоды можно рассматривать как потенциально наиболее опасные для устойчивости криолитозоны. Однако в силу большой инерции криолтозоны к воздействию потепления пики ее разрушения будут смещены относительно анамалий фаз климатических асциляций на 20-30 лет в будущее.

Наиболее сложные и опасные инженерно-геологические и геоэкологические обстановки будут приурочены к реализациям четных 11-летних циклов солнечной активности (СА) и ветвей подъема и спада векового цикла [4, 6]. Именно тогда наряду с ростом температуры проявятся опасные аномалии атмосферного увлажнения способные обострять и многократно усиливать динамику разрушительных криогенных и других экзогенных геологических процессов.

Литература:

1. Гаврилова М.К. Изменение современного климата области «вечной мерзлоты» в Азии // Обзор состояния и тенденций изменения климата Якутии. – Якутск: Изд. СО РАН, 2003. – С. 13-18.

2. Поморцев О.А., Кашкаров Е.П. Основы долгосрочного прогноза изменения климата // Материалы международных научных чтений «Приморские зори – 2007». Вып. 1. – Владивосток: Изд. ТАНЭБ, 2007. – С. 58-62.

3. Поморцев О.А., Кашкаров Е.П., Ловелиус Н.В. Биоклиматическая хронология голоцена: реконструкция и прогноз // Вестник Северо-Восточного университета им М.К. Аммосова. №3 (47). – 2015. С. 100-115.

4. Поморцев О.А., Поморцева А.А. Потепление климата как фактор опасности при горно-промышленном освоении криолитозоны // Перспективы инновационного развития угольных регионов России: Сборник трудов V Международной научно-практической конференции. – Прокопьевск: изд-во филиала КузГТУ в г. Прокопьевске, 2016. С. 262-271.

5. Поморцев О.А., Рожин С.С. Опасные инженерно-геологические обстановки на автотрассе «Колыма» (Южное Верхоянье) – причины, механизмы развития, прогноз // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы VII Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 60-летию Института геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения РАН, 5 – 7 апреля 2017 г.: в 2 т. – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2017. С.365-371.

6. Поморцев О.А., Поморцева А.А. К проблеме модуляции климатических фаз и стволового прироста сосны обыкновенной солнечными циклами (на примере Центральной Якутии) // Приморские зори 2017 [Электронный ресурс] Международные научные чтения. Владивосток. – ДВФУ 2017 1SDROM. С. 136-141.

7. Поморцев О.А., Поморцева А.А. Потепление климата как фактор опасности при горно-промышленном освоении криолитозоны // Перспективы инновационного развития угольных регионов России: Сборник трудов V Международной научно-практической конференции. – Прокопьевск: изд-во филиала КузГТУ в г. Прокопьевске, 2016. С. 262-271.

8. Торговкин В.Н. Геохимические особенности техногенных грунтов криолитозоны на примере территории г. Якутска. Автореф. канд. дисс. Якутск. – 2017. 24 с.

К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ ТЕРРАС НИЖНЕЙ ЛЕНЫ

Правкин С.А.[1,2], Большиянов Д.Ю.[1]

1 – Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, г. Санкт-Петербург, s.pravkin1990@yandex.ru, bolshiyanov@aari.ru

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

В течение последних 20 лет в рамках российско-германского проекта «Природная система моря Лаптевых» ведутся комплексные научно-исследовательские работы в дельте реки Лены. Одно из видных мест среди них занимают геоморфологические и палеогеографические исследования, в рамках которых была подробно изучена дельта Лены, выявлены ее

происхождение и развитие [1]. Морские факторы формирования дельты освещены довольно подробно. Наоборот, роль речных факторов не совсем ясна, поэтому в последние годы появилась идея всестороннего геоморфологического изучения долины Лены, начиная с верхнего течения.

К настоящему моменту на Нижнюю Лену совершенно три небольшие экспедиции. Основными задачами исследований были съёмка террас р. Лены, изучение и датирование отложений их слагающих. Определение высот геоморфологических уровней в долине реки происходило при помощи топокарт, эклиметрирования и прибора GPS. Отложения описывались в поле на обнажениях террас с отбором образцов. Радиоуглеродные датировки получены в лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана СПбГУ. Датирование методом инфракрасно-стимулированной люминесценции (ИК-ОСЛ) произведено А.Н. Молодьковым в лаборатории геохронологии четвертичного периода Таллиннского технологического университета.

В результате были получены следующие предварительные результаты.

В «ленской трубе» кроме поймы, часто эрозионной, высотой до 11 м, сложенной дочетвертичными отложениями, выделяются террасы: 20-30, 60-80, 79-92, 150-160, 195-200 м [2]. От места к месту количество террас разнится от 3 до 5, варьирует и их высота. В частности, в устье р. Тигие по левому берегу р. Лены (71°24’ с.ш.) наблюдались следующие террасы: пойма высотой 3-4 м, 1-я 15-20-метровая терраса, террасы на высотах 80, 100 и 120 м. Противоположный правый склон долины также террасирован. Там развиты террасы высотой: 20 (выделяется серым цветом валунной отмостки), 80, 120-140 и 180-200 м.

Возраст террас в «ленской трубе» различен. Так, в бровке эрозионной террасы высотой 54-62 м на правом берегу р. Лены, выше её правого притока реки Эбетем (70°38’35,9” с.ш., 127°17’48,8” в.д.), галечники с песчаным заполнителем на высоте 52 м над урезом воды датированы методом ИК-ОСЛ [2]. Возраст этих отложений составил 164 ± 15,0 тыс. л.н. (RLQG 2393-115). В районе пос. Чекуровка на левом склоне долины, до высоты 53 м над урезом воды, отмечены накопления прислонённых песков, свидетельствующих об этапе заполнения долины речными отложениями. Их возраст оказался значительно моложе. На высоте 15,4 м над урезом возраст песков из горизонтально слоистой толщи равен 800 ± 100 лет (RLQG 2397-125), на высоте 22,9 м возраст детрита из песчаной толщи

составил 1710 ± 60 лет (ЛУ-7860). На высоте 36,4 м были получены две датировки разными методами: ИК-ОСЛ-возраст 1300 ± 100 лет (RLQG 2396-125), радиоуглеродный возраст – 2050 ± 60 лет (ЛУ-7583). Наиболее молодыми оказались пески с высоты 50,4 м 53-метровой террасы – ИК-ОСЛ-возраст 500 ± 100 лет (RLQG 2395-125). Несмотря на различия в возрасте, которые могут быть вызваны ошибками методов датирования, очевидно, что накопление толщи подпрудного аллювия происходило в позднем голоцене.

Перед входом в «ленскую трубу» (35-40 км выше по течению от пос. Кюсюр) в ходе экспедиции 2016 г. в правом расширении долины Лены была обнаружена 10-метровая первая терраса, в обнажениях которой вскрывается «слоёнка». Это специфические органо-минеральные отложения, широко распространенные в дельте Лены и представляющие собой переслаивание песка и алеврита с неразложившимися мхами, травами, веточками кустарников [1]. Зачастую мощность таких отложений может достигать 4-5 и более метров, их возраст составляет, в частности, на о. Самойловский от 200-500 до 3500-4200 лет. Соответственно, первая надпойменная терраса Лены в 250 км выше по течению может иметь поздне-среднеголоценовый возраст.

Также отложения «слоенки», прослоями по несколько сантиметров у уреза воды, найдены среди пойменных песчаных осадков острова Дуолданга-Арыта, расположенного значительно выше по течению, примерно в 700-720 км выше устья Лены. Необходимо отметить, что по результатам исследований в дельте реки было выявлено, что отложения «слоенки» формировались в условиях подъема уровня моря [1], и это дополнительно свидетельствует, что подпрудный бассейн мог заливать значительную часть долины нижнего течения Лены [3].

Помимо датирования отложения в «ленской трубе» выполнены соответствующие исследования в районе Жиганска и выше по течению, в районе устья р. Дянышки.

Так, в нескольких километрах выше по течению от Жиганска изучены два обнажения левого берега, представляющего собой 20-30-метровую цокольную террасу (66°42’45,4” с.ш., 123°27’12,6” в.д. и 66°44’45,2” с.ш., 123°25’33,5” в.д. соответственно). Расстояние между ними составляет порядка 4 км. Цоколь представлен раннемеловыми песчаниками, алевролитами и углями. Высота его кровли над урезом различается от 3-5 м

до 15-20 м. Цоколь перекрыт четвертичными образованиями (пески и алевриты с крупной галькой и мелкими валунами в основании), имеющими также различную мощность: от первых метров до 20-25 м, в зависимости от высоты кровли цоколя.

На данный момент нами получены две ИК-ОСЛ датировки. Так, первое обнажение имеет высоту около 30 м. Подошва четвертичных отложений не прослеживается из-за осыпи, но она расположена на высоте около 4 м. С высоты 27 м над урезом был взят образец, который имеет возраст 13,1 ± 1,1 тыс. лет (RLQG 2467-067). Второе обнажение имеет высоту 22 м над урезом, мощность четвертичной толщи – около 4,5 м. Образец, взятый из ее основания показал возраст 57,5 ± 4,6 тыс. лет (RLQG 2439-017).

В 10 км ниже устья р. Дянышка (64°05’20,6” с.ш., 124°47’42,8” в.д.) была изучена первая надпойменная 7-метровая терраса. Она сложена сверху переслаиванием разнозернистых песков (толщина слоёв 5-7 см) и серых алевритовых песков (толщина слоёв от 2 до 5 см). Слоистость горизонтальная, слегка волнистая. С горизонта 5 м над рекой был взят образец, ИК-ОСЛ-возраст которого составил 6,9 ± 0,6 тыс. лет (RLQG 2466-067). Выявлено, что эта терраса имеет в районе устья Дянышки широкое распространение и на протяжении примерно еще 10 км ниже по течению Лены она прослеживается в виде нескольких отдельных 7-8-метровых останцовых поверхностей, возвышающихся над поймой.

Также установлено, что возраст 1-й террасы в районе устья Дянышки относительно хорошо коррелируется с возрастом разновысотных террас на Средней Лене: 7-8 метровой террасы на левом берегу Лены в устье её притока – реки Буотамы 8190 ± 100 л.н. (ЛУ-7258), основания 17-ти метровой террасы г. Якутска (10 м ниже поверхности в подземелье Института мерзлотоведения) 10 020 ± 230 л.н. (ЛУ-7257) [2], 8-метровой террасы в районе пос. Фрунзе – 10,0 ± 0,8 м (RLQG 2463-067) и 13-15-метровой террасы в районе пос. Харыялах 5,0 ± 0,4 тыс. лет (RLQG 2464-067).

Литература:

1. Большиянов Д.Ю., Макаров А.С., Шнайдер В., Штоф Г. Происхождение и развитие дельты реки Лены. СПб.: изд-во ААНИИ, 2013 г.

2. Большиянов Д.Ю., Тиде Й., Савельева Л.А., Фёдоров Г.Б., Жиров А.И., Правкин С.А., Григорьев М.Н., Арсланов Х.А., Молодьков А.Н., Рыжов Ю.В., Макаров С.А., Лазарева Е.И., Максимов Ф.Е., Шнайдер В., Поморцев О.А. К изучению этапов развития долины реки Лены // Геология и минерально-сырьевые

ресурсы Северо-Востока России: материалы Всероссийской научно-практической конференции. Якутск: Издательский дом СВФУ, 2016. С. 469-472.

3. Поморцев О.А., Большиянов Д.Ю., Попов В.Ф., Правкин С.А. К проблеме морских трансгрессий и обстановок осадконакопления в Центральной и Северной Якутии в неоплейстоцене. Вестник Северо-Восточного федерального университета им. М.К. Аммосова. Серия: Науки о Земле. Изд-во СВФУ имени М.К. Аммосова (Якутск). № 4 (08). 2017. С. 5-13.

СТРОИТЕЛЬСТВО ПОДЗЕМНЫХ ИНЖЕНЕРНЫХ КОММУНИКАЦИЙ В УСЛОВИЯХ КРИОЛИТОЗОНЫ

Рожина М.С.[1], Чжан Т.Р.[2]

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

2 – Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск, tashachzhan@yandex.ru

На территории города Якутск активно идет освоение периферии, характеризующееся активной застройкой многоэтажными домами, к которым необходимо провести инженерные коммуникации. Эксплуатация надземных трубопроводов при урбанизации и застройке приводит к затруднению движения транспорта и размещения иных инженерно-строительных сооружений. В связи с этими трудностями специалисты все чаще рекомендуют переход с надземного типа прокладки трубопроводов к подземному. Анализ и прогноз возможных изменений инженерно-геологических условий при прокладке подземного трубопровода и ином инженерно-строительном вмешательстве будет способствовать принятию технологических решений по освоению, в том числе определению мероприятий инженерной защиты объекта строительства и охраны окружающей среды.

Подземные трубопроводы являются мощными теплоносителями, оказывающими большое влияние на температурное поле грунта. В результате оттаивания многолетнемерзлых грунтов на участках, сложенных легкими размывающими грунтами могут развиться суффозионные процессы, активизироваться процессы термоэрозии. Без необходимых инженерных

мероприятий это приводит к повреждению трубопровода. Ореол оттаивания, растущий в латеральном направлении, может быть также опасен и для объектов, находящихся рядом с трубопроводом. Поэтому наряду с изучением географических и инженерно-геологических условий трассы тепловыделяющих трубопроводов и прилегающей территориитепловые расчеты являются обязательным условием при проектировании трасс теплосетей [2].

Изучаемая трасса инженерных сетей расположена в квартале 94 г. Якутска. Сам квартал расположен на берегу озера Сайсары, почти полностью застроен деревянными двухэтажными домами, хозяйственными постройками. Впределах исследуемой территории развиты такие процессы как морозобойное растрескивание, криогенное пучение и заболачивание.

Основными вмещающими грунтами на глубине заложения трубопроводов являются пески, супеси и суглинки с различными показателями влажности (льдистости), изменяющимися от 0,24 до 0,47 д.ед. [1].

Были проведены расчеты ореола оттаивания вмещающего грунта вокруг высокотемпературного трубопровода и канализационного коллектора без теплоизоляции на конец эксплуатации (20 лет) при различных диаметрах. С увеличением диаметра трубопроводов ореол оттаивания монотонно увеличивается. Расчеты показали, что интенсивность процесса оттаивания вокруг высотемпературного трубопроводав основном зависит не от вмещающего грунта, а от его показателя влажности (льдистости). Радиус ореола оттаивания вокруг канализационного коллектора без теплогидроизоляциив основном зависит от коэффициента теплопроводности.

Литература:

1. ООО «Якутпроект–Изыскатель». Разработка квартальных инженерных сетей квартала 94 г. Якутска с благоустройством: технический отчет по результатам инженерно–геологических изысканий, 2017

2. Хрусталев Л.Н. Основы геотехники в криолитозоне: Учебник / Л.Н. Хрусталев – М.: Изд–во МГУ, 2005. – 542 с.

ПРИРОДНО-ТЕХНОГЕННЫЕ ВОДНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ДЛЯ ПРОМЫШЛЕННОГО ВОДОПОЛЬЗОВАНИЯ В УСЛОВИЯХ КРИПТОЗОНЫ

Савченко Т.И., Кулагина Т.А.
Политехнический институт Сибирского федерального университета, г. Красноярск, har4enova@yandex.ru

Целью исследования природно-техногенных водных комплексов для примышленного водопользования является учет, систематизация и возможность использования воды данных комплексов для целей промышленных предприятий с постепенным улучшением качества воды техногенного водного объекта.

Актуальность исследований направлена на выявление альтернативных источников водоснабжения для технологических нужд с целью снижения техногенного воздействия на водные объекты арктического региона.

На территории арктического региона существует четыре основных метода приема сточных вод различного происхождения: сброс на рельеф, в водный объект, путем вакуумирования в пакетах и использование очищенных сточных вод в качестве возвратных пластовых [3].

На территории Туруханского района Красноярского края забор воды для нужд нефтегазодобывающей промышленности и сброс сточных вод продолжительное время осуществлялся в р. Большая Хета. На данный момент река Большая Хета утратила функции приемника и источника воды.

Таблица 1

Показатели качества воды

№	Показатели	Нормы по НД	Факт.данные
1	Водородный показатель (pH)	6,5-8,5	7,1
2	Нитраты	Не более 45	1.1
3	Нитриты	Не более 3,3	Менее 0,2
4	Сульфаты	Не более 500	9,9
5	Минирализация	Не более 1000	123
6	Взвешенные вещества	-	3,6
7	ХПК	-	10,0
8	БПК	-	Менее 0,5
9	Железо	Не более 0,3	Менее 0,05
10	Общее микробное число	-	2700

Вследствие продолжительного сброса сточных вод на рельеф, образовались озера техногенного характера, показатели качества воды в которых превышают нормативы допустимого воздействия на водный объект в 2 и более раз [5]. Показатели качества воды озера без названия приведены в таблице (табл. 1).

Система озер техногенного характера представлена на рисунке (рис.1).

Технология систематизации природно-техногенных водных комплексов и их использование заключается в формировании водохозяйственного комплекса из озер, образованных техногенным способом, путем внедрения оборотной системы "озеро – ЛОС – предприятие – ЛОС – озеро".

На данный момент существует государственная программа "Концепция нулевого сброса", суть которой заключается в применении очищенных на ЛОС и УПВ сточных вод нефтегазодобывающего комплекса в качестве возвратных пластовых вод [2].

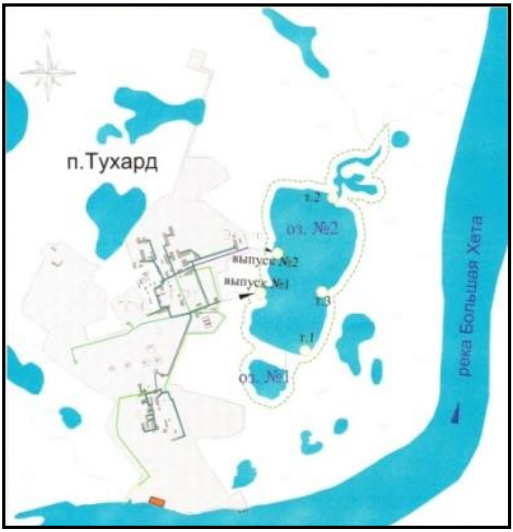


Рис. 1. Схема расположения системы озер

Данная концепция позволит за счет предприятия и его эффективно работающих локальных очистных сооружений снизить экологическую нагрузку на водный объект, а также со временем улучшить качество воды техногенного водного объекта [4].

Результаты смешения сточной воды с водой техногенного озера приведены в таблице (табл. 2).

Таблица 2

Показатели качества экспериментально-исследуемой воды

№ пробы и ее характеристика	Показатель	Результат измерений (С+Δ), мг/дм^3
Наименование пробы – Модельная вода (проба 1) проба 1 объемом 1 литр – 90 мл обработанных очищенных промливневых и хозяйственно-бытовых сточных вод и 910 мл воды из техногенного озера	pH	6.8±0,2
	Взвешенные вещества	23,9
	Минерализация (сухой остаток)	175,5±24,7
	ХПК	1600±31
	БПК$_{полн}$	800±13,40
	Железо общее	13,95±0,08
	Азот нитритный	0,18
	Азот нитратный	0,18±0,39
	Сульфаты	76,9±3,5
	Общие колиформные бактерии (ОКБ)	Менее 900

Аналогичным способом будет происходить смешение загрязненных вод техногенного озера и очищенных до норм допустимого воздействия вод промышленного предприятия. Таким образом, будет осуществляться восстановление воды техногенных озер.

С точки зрения экономической целесообразности внедрения предлагаемой технологии следует исходить из значительного снижения экологических платежей.

Вследствие того, что единственным источником воды для предприятий нефтегазодобывающей отрасли становятся техногенные озера, предприятия заинтересованы в их восстановлении, а также в сокращении экологических платежей.

Литература:

1. Дубровская, О. Г. Кондиционирование сточных вод энергетических систем и комплексов / О. Г. Дубровская, В. В. Евстигнеев, В. А. Кулагин // Journal of Siberian Federal University. Engineering&Technologies, 6 (2011 4) 665-675.

2. Дубровская, О.Г. Технология гидротермодинамической обработки природных и сточных вод с использование эффектов кавитации / Диссертация на соискание ученой степени кандидата технических наук – Красноярск: Красноярский государственный технический университет, 2007.

3. Дубровская О.Г. Интенсификация процессов сорбционной очистки нефтесодержащих сточных вод с использованием гидротермодинамических эффектов кавитации/ О. Г. Дубровская, В.А. Кулагин // Журнал Сибирского

федерального университета. Серия: Техника и технологии. 2016. Т. 9. № 2. С. 268-279.

4. Евстигнеев, В. В. Кавитация в технологиях очистки сточных вод / В. В. Евстигнеев, В. А. Кулагин // В мире научных открытий. – 2010. - N 5 (11). Ч.I. – С. 8790.

5. Консультант плюс. Об утверждении нормативов качества воды водных объектов рыбохозяйственного значения, в том числе нормативов предельно допустимых концентраций вредных веществ в водах водных объектов рыбохозяйственного значения. [Электронный ресурс]: http://www.consultant.ru/document/cons_doc_LAW_98704.

К ВОПРОСУ МОДЕЛИРОВАНИЯ ЛИТОТЕХНИЧЕСКИХ СИСТЕМ НА ТЕРРИТОРИИ Г. ЯКУТСКА

Самырова А.И.[1], Попова М.В.[2]

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

2 – Московский физико-технический институт, г. Москва

Обеспечение устойчивого функционирования инженерных сооружений требует изучения процессов, которые происходят в верхних горизонтах литосферы в связи с инженерной деятельностью человека, особенно это актуально для урбанизированных территорий криолитозоны, подверженных загрязнению грунтов легкорастворимыми солями (в частности NaCl, $CaSO_4$). Поверхностное и глубинное засоление многолетнемёрзлых грунтов ведёт к понижению температуры их замерзания и соответственно приводит к их переходу из мёрзлого в пластично-мёрзлое и талое состояние. На территории г.Якутска характерны формирование криопэгов, затопление, заболачивание и подтопление, также обычны криогенные процессы: морозобойное растрескивание, пучение, солифлюкция, выветривание, термокарст, термоэрозия и другие. Негативные деструктивные процессы активизируют разрушение фундаментов и опорных конструкций сооружений, объектов транспортной и коммунальной инфраструктур.

В настоящее время все больше стоит вопрос о необходимости развития научно-методологических подходов исследования инженерно-геологических условий, обстановок и процессов как объектов управления с целью обеспечения устойчивости оснований и фундаментов, уменьшения рисков

разного характера: экономического, проектного, технического, социального, экологического и других.

Объект исследования – геологическая среда должен рассматриваться с позиций наук геологического цикла, прежде всего инженерной геологии и геокриологии, гидрогеологии и геоэкологии. Конечным этапом исследования являются результаты, полученные на основании расчетов моделируемого поведения грунтов при взаимодействии системы «грунтовый массив – инженерное сооружение». Однако грунт является экстремально сложной физической реальностью с меняющимися свойствами. Поэтому физико-математическое моделирование его поведения предполагает всемерное упрощение при обеспечении необходимой точности. Для моделирования сложных объектов исследователь вынужден обращаться к системному анализу или системному подходу, с помощью чего формируется «системная модель», в данном случае это будет литотехническая система (ЛТС) или природно-техническая геосистема (ПТГС) [1, 2]. Под ЛТС понимают любые комбинации из технических устройств или технических продуктов их использования и литосферного блока любой размерности, элементы которых взаимодействуют друг с другом и объединяются единством выполняемой социально-экономической функции. При этом следует понимать, что любая система формируется на основании цели исследования и фактически является «системной моделью», а не физической реальностью. На одном и том же геологическом объекте, исходя из различных целей, можно вычленить множество систем, с различными границами подсистем и свойствами. Системный анализ проводится исходя из целей и задач исследования на основе информации о геологическом объекте, соответствующих классификаций и типизаций, районирования инженерно-геологических условий, описания инженерно-геологических разрезов с учетом характера и вида техногенного воздействия инженерного сооружения. Достаточно обширный круг задач решается на этапе системного анализа, в том числе на основании экспертных оценок.

На основании «системной модели» возможно формирование физической и далее математической модели объекта исследования, которая впоследствии при схематизации, т.е. упрощения с целью построения расчетной схемы (модели) применительно к выбранному методу решения задачи (аналитическому или численному). Результаты моделирования подвергаются верификации, так как процесс моделирования в целом является итеративным и предполагает возможность возврата к любому из

его ранних этапов. Также здесь следует отметить, что моделирование в инженерной геологии и геокриологии грунтовых массивов должен учитывать модель сплошной среды. На основании моделирования ЛТС возможно обоснование систем его мониторинга и управления, что в свою очередь требует разработку баз данных инженерно-геологической, геокриологической, гидрогеологической и геоэкологической информации по ЛТС, которая может быть внедрена в структуру геоинформационной системы (ГИС) территории г.Якутска.

Грунтовый массив представляет собой сложную открытую неравновесную термодинамическую систему, температурный режим которого зависит от теплового взаимодействия с сооружением, а также от теплообмена на поверхности грунта, зависящего от радиационного теплообмена, кондуктивного и конвективного теплообмена, а также теплообмена фазовых превращений жидкой фазы грунта. Физико-математическое моделирование таких систем включают в себя формулы тепломассообмена и напряженно-деформированного состояния ЛТС [3, 4, 5, 6].

В настоящее время функционирование ЛТС на территории г.Якутска основано на изысканиях и расчетах по нормативным документам, регламентирующим изыскательские работы в криолитозоне, таких как СНиП 11–02–96 «Инженерные изыскания для строительства»; СНиП 2.02.04–88 «Основания и фундаменты на многолетнемерзлых грунтах», СП–11–105–97. Однако особенность и сложность инженерно-геологических и геокриологических условий для территории г. Якутска предполагает насущную необходимость разработки и внедрения территориальных строительных норм (ТСН). Аналогичные ТСН, которые учитывают специфические условия конкретной территории, области, округа функционируют в Читинской, Тюменской области, Ямало-Ненецком национальном округе и других.

Литература:

1. Королев В.А. Мониторинг геологических, литотехнических и эколого-геологических систем/ В.А.Королев; под ред. В.Т.Трофимова. – М.: КДУ, 2007. – 416 с.

2. Попов В.Ф., Толстихин О.Н. Экология – Якутск: Изд-во БГУЭП, 2013. – 308 с.

3. Основы геокриологии. Ч. 4. Динамическая геокриология / Под ред. Э.Д. Ершова. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. – 688 с.

4. Лыков А.В. Теория теплопроводности. М.: Высшая школа, 1967. - 599 с.

5. Карслоу Т., Егер Д. Теплопроводность твердых тел. М.: Наука, 1964. - 488 с.
6. Строкова Л.А. Определяющие уравнения для грунтов. Soil Constitutive Models. - Томск: Изд-во ТПУ, 2009. - 150 с.

ОСОБЕННОСТИ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА НАМЫВНЫХ ПЕСКОВ МИКРОРАЙОНА №202 Г. ЯКУТСКА

Сыромятников И.И., Куницкий В.В.
Института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск,
igor@mpi.ysn.ru

Территория жилого микрорайона (МКР) 202 г. Якутска занимает площадь около 30 га. Перед намывом грунтов она представляла собой поверхность низкой поймы р. Лены. Эта поверхность с Городской протокой, перегороженной дамбой, была усеяна озерами, которые частично или полностью заливались во время половодий. Пойма имела в основном плоский рельеф с вытянутыми гривами и понижениями. Участки между грив были заболочены или заняты староречьями, глубиной до 3 м и длиной до 1 - 1,3 км. Их берега зарастали кустарником (главным образом ивняком) и болотно-луговым разнотравьем.

В 1979 г. началось формирование отложений намытого культурного слоя на низкой пойме р. Лены, где ныне находятся объекты жилых микрорайона 202. Работы по намыву песчаных грунтов велись в теплые сезоны 1979–1982 гг. Путем постепенного намыва песков способом гидромеханизации удалось создать культурный слой мощностью от 4,6 м (на гривах поймы) до 15,0 м (на месте стариц и части Городской протоки). При этом по мере увеличения толщины (высоты) намытого слоя в нем монтировались сборные фундаменты, состоящие из опорной плиты, башмака и колонн [1].

В 2011-2015 сотрудниками института мерзлотоведения при участии авторов этой работы проводился геокриологический мониторинг территории г. Якутска. Целью создания и проведения этого мониторинга было выявление основных тенденций и направлений, по которым происходит эволюция освоенной и урбанизированной части территории криолитозоны под влиянием постепенно меняющихся с течением времени естественных и техногенных факторов. Накопленные в прошлом и

получаемые ныне данные о структуре и состоянии грунта, который служит основанием инженерных объектов на отдельных площадках, используются для организации и проведения геокриологического мониторинга в границах города Якутска.

Территория МКР 202 и его окрестностей имеет сложные мерзлотные условия. Разрезы этой территории отличаются наличием в них мерзлых толщ сливающегося не сливающегося типов и новообразованных мерзлых пород, контактирующих с гидрогенными таликами. Многорукавное русло Городской протоки р. Лены и левобережная часть ее поймы – это зона образования глубоких гидрогенных таликов. Мощность гидрогенного талика под руслом Городской протоки р. Лены достигает 30 м и более. Одно из первых сообщений об этом талике имеется в статье И.М. Светозарова [2]. Режимные гидрогеологические наблюдения в МКР 202, проведенные в 1992 году сотрудниками ЯкутПНИИС показали, что под намывным грунтом сохранились погребенные талики мощностью 28–30 м [1].

Массив намывных грунтов городской территории МКР 202, состоит главным образом из песков. Этот слой существует в течение немногим более 30 лет. Ныне он характеризуется как мощный (6,5–8,5 м, иногда до 15 м) массив уплотнившихся (не дающих значительной осадки) грунтов с малой (как правило, меньше 9%) весовой влажностью. Лишь иногда весовая влажность намытых песков достигает 14–22%.

В 1983–1985 гг. замеры температуры в скважинах проводились в МКР 202 по разрезу площадки экспериментального дома 1-Б (ныне корпус 6). Эти замеры показали понижение температуры в области ее положительных значений на уровне подошвы слоя намытого грунта. Величина отмеченного понижения температуры составила 2÷3ºС.

Позже появились в МКР 202 другие жилые дома. Эксплуатировались они с нарушением установленных норм. Не раз случались аварийные утечки воды из тепловыделяющих инженерных сетей в этом микрорайоне. Местами такие утечки приводили не только к полному таянию новообразованных мерзлых толщ, но и повышали до положительных значений температуру намытых и подстилающих грунтов.

В 2009–2015 гг. регулярные замеры температуры грунтов в МКР 202, связанные с организацией и проведением геокриологического мониторинга на территории МО «город Якутск», осуществлялись по разрезам 4-х буровых скважин (рис. 1).

В целом выполненные замеры позволяют судить о тепловом состоянии намывных грунтов в МКР 202 на разных уровнях этих разрезов (табл. 1).

Рис. 1. Схема расположения буровых скважин на территории микрорайона 202

Таблица 1

Распределение максимальной ($t_{МАКС}$), минимальной ($t_{МИН}$) и средней ($t_{СР}$) температуры грунта с глубиной в период с 2009 по 2015 гг.

Глубина, м	1	2	3	4	5	7	10
Скв. 4							
$t_{МАКС}$, °С	14,2	8,2	4,0	1,1	0,2	0,4	1,0
$t_{МИН}$, °С	-33,0	-23,6	-13,5	-5,1	-1,8	-0,2	0,1
$t_{СР}$, °С	-4,5	-3,1	-2,0	-0,8	-0,6	-0,1	0,3
Скв. 5							
$t_{МАКС}$, °С	17,4	12,9	10,3	8,2	6,5	4,6	8,7
$t_{МИН}$, °С	-25,9	-15,9	-8,0	-2,8	-0,1	0,5	0,1
$t_{СР}$, °С	-1,5	0,0	1,1	1,8	2,5	2,5	2,4
Скв. 6							
$t_{МАКС}$, °С	16,3	8,2	4,6	9,8	0,1	0,1	0,1
$t_{МИН}$, °С	-24,7	-15,9	-9,5	-4,2	-2,0	-0,4	-0,2
$t_{СР}$, °С	-3,8	-2,4	-1,2	-0,4	-0,3	-0,1	-0,1
Скв. 47							
$t_{МАКС}$, °С	11,0	5,7	2,7	0,2	0,5	1,0	1,4
$t_{МИН}$, °С	-18,9	-11,2	-5,8	-1,4	-0,1	0,1	0,6
$t_{СР}$, °С	-2,4	-1,6	-0,7	-0,3	0,0	0,3	0,8

Геотермические наблюдения показали, что рассматриваемый массив и подстилающие его отложения испытывают неравномерное изменение процессами промерзания и оттаивания. Эти процессы по-разному проявляются на территории МКР 202. Так, на площадке жилого корпуса №4 они сопровождаются образованием деятельного слоя в виде песчаной пачки, мощностью 3 м. Температура грунтов в этой пачке на глубине 2 м опускается ниже минус 23ºС зимой. Пески той же пачки на глубине 2 м нагреваются до 8ºС летом. Подстилается эта пачка новообразованием мерзлого грунта, который на глубине 5 м имеет значение t_{CP}, равное минус 0,4ºС. Новообразованный мерзлый грунт залегает на талике. Температура пород талика (t_{CP}) на глубине 10 м составляет 0,7ºС. По-видимому, низы этих пород надо относить к отложениям пойменного водоема, точнее – к грунтам естественного гидрогенного талика. Их следует отличать от вышележащего талого слоя намывных песков, представляющего собой техногенный талик.

Наличие грунтов СМС устанавливается в разрезе буровой скв. 5 и в разрезе буровой скв. 47. Сезоннопромерзающий слой преимущественно песчаного состава в этих разрезах имеет мощность до 4,5 м. Подстилается СМС грунтом техногенных таликов. Температура (t_{CP}) этих субаэральных таликов на глубине 5 м составляет от 0,1ºС (скв. 47) до 2,5ºС (скв. 5). Подстилается субаэральный техногенный талик в разрезе буровой скв. 47 грунтами естественного гидрогенного талика.

Установленное образование сезоннопромерзающего слоя в местах проходки буровой скв. 5 и буровой скв. 47 позволяет уверенно относить эти места к паракриогенным ландшафтам. Сосуществование паракриогенных и криогенных ландшафтов является характерной особенностью территории МКР 202 г. Якутска.

Литература:

1. Роман Л.Т., Цернант А.А., Полещук В.Л., Цеева А.Н., Леванов Н.И. Строительство на намывных грунтах в криолитозоне. Научное издание / ред.: Л.Т. Роман, А.А. Цернант. – М.: Издательский дом «Экономика, Строительство, Транспорт», 2008. – 323 с.

2. Светозаров И.М. Гидрогеология вечной мерзлоты по материалам исследований в районе г. Якутска // Проблемы советской геологии. – 1934. – № 10. – С.119-131.

ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОЧВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА АДЫЧА-ТАРЫНСКОЙ ЗОНЫ (НА ПРИМЕРЕ МАЛО-ТАРЫНСКОГО И ВЬЮНСКОГО РУДНЫХ ПОЛЕЙ)

Филимоненко Е.А., Язиков Е.Г., Собянин Ю.П., Афанасьев Е.С., Мишанькин А.Ю.

1 – Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск, filimonenko@tpu.ru

2 – ООО «Богуславец», г. Якутск, yuri_sob63@mail.ru

Мало-Тарынское рудное поле (МТРП) и Вьюнское рудное поле (ВРП) относятся к Адыча-Тарынской зоне Яно-Колымской золотоносной провинции. Рудные тела МТРП сложены кварцем, карбонатами, хлоритом-рипидолитом и альбитом. Содержание сульфидов составляет 1–3%. Набор рудных минералов простой, включает золото, арсенопирит, пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, тетраэдрит, бурнонит, рутил, редко сульфоантимониты Pb группы буланжерита и моноклинный пирротин [1, 5]. Рудная минерализация ВРП определяется Au-пирит-арсенопиритовым и Au-халькопирит-галенитовым парагенезисами [2]. Природные условия территорий Мало-Тарынского и Вьюнского рудных полей характеризуются среднегорным рельефом, резко-континентальным климатом и сплошным распространением многолетнемерзлых пород. Почвы МТРП и ВРП относятся к группе мерзлотно-таежных и мерзлотно-болотных почв северной тайги Восточно-Сибирской мерзлотно-таёжной области бореального пояса. Основная ценность почв, как основы ландшафта, заключается в обеспечении нормального функционирования наземных экосистем и сохранения зональных видов животного и растительного мира на территории рудных полей.

С целью проведения литогеохимической оценки Мало-Тарынского и Вьюнского рудных полей на их территориях производился отбор проб почв с горизонта 0–10 см в летние сезоны 2016 и 2017 гг. Общее количество отобранных проб почв составило 60 образцов (МТРП – 23 образца, ВРП – 37 образцов). Все образцы почв были исследованы на содержания в них 55 химических элементов методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (МВИ №002-ХМС-2009 (ФР.1.31.2010.06997)) в химико-аналитическом центре «Плазма» (аттестат аккредитации №RA.RU.516895).

По результатам исследований установлено, что для почв МТРП и ВРП характерна схожая геохимическая специализация относительно среднего состава верхней части континентальной земной коры [3](табл. 1), которая в свою очередь является типичной для природных сред в зоне гипергенеза Верхнеиндигирского золотоносного района [4].

Таблица 1

Кларки концентраций химических элементов относительно среднего состава верхней части континентальной земной коры [3] в почвах Мало-Тарынского и Вьюнского рудных полей (Адыча-Тарынская золотоносная зона)

Кларк концентрации	Мало-Тарынское рудное поле (количество проб – 23)	Вьюнское рудное поле (количество проб – 37)
более 10	Se	Au, Te, Se
5 – 10	As, Sb	Ag, As
2 – 5	Li, Ag	
1 – 2	Cs, Ti, Zn, P, Hg, Ge, Nb, Co, Pb, Fe, V	Cs, Sb, Zn, Ti, P, Be, Mo, Pb, Nb, Fe, Co, Cd, Ge, Mn, Cu, Ba, Ga, Ce, La
0,5 – 1,0	Ce, Al, Nd, La, Ga, Sm, Mn, Ba, Be, Zr, Cu, W, Pr, Eu, U, Th, Gd, Bi, Rb, K, Yb, Tb, Er, Dy, Cr, Y, Ta, Hf, Tm, Lu, Tl	Nd, Sm, Th, Eu, Pr W, U, Gd, Cr, Yb, Rb, Tb, Zr, Dy, Er, Sn, Y, Bi, Ta, Tl, Tm, Sr, Lu, Ni, Hf, In
менее 0,5	Na, Sr, Sn, Ho, Mg	Hg, Ho, Mg

Геохимическая ассоциация As-Se-Sb-Ag является общей для почв рассматриваемых месторождений золота Адыча-Тарынской зоны. Для почв МТРП в геохимических ряд ассоциаций дополнительно включается Li, а для почв ВРП – Au и Te. Необходимо отметить, что данные о среднем содержании Te(как и элементов платиновой группы) в верхней части континентальной земной коры нуждаются в уточнениях и дополнениях [3]. Тем не менее уровни содержания Au и Te во всех пробах почв, отобранных на территории Мало-Тарынского рудного поля, ниже аналитических пределов их обнаружения, тогда как для почв Вьюнского рудного поля концентрации золота отличны от нижнего аналитического предела (менее 10 мкг/кг) в 38 % проб и варьируют в диапазоне от 11 мкг/кг до 64 мг/кг. В целом средние содержания абсолютного большинства рассматриваемых химических элементов в почвах Мало-Тарынского и Вьюнского рудных полей сопоставимы и не имеют значимых различий. Однако статистически значимо более высокие концентрации Hg, Ni, Sbхарактерны для почв МТРП, а в почвах ВРП кроме указанных ранее Au и Te повышены

содержания Ag, Ga, Cd, Cr, In, редкоземельных элементов (Dy, Er, Tm, Yb) и некоторых других.

В пределах площади Мало-Тарынского рудного поля литогеохимические аномалии As, Sb, Cu, Se, Hg приурочены к рудопроявлению Кус-Юрие, аномалий As иSb– к месторождению Мало-Тарынское (водораздел ручьев Голубичный и Зеленый), литогеохимические аномалии Ge установлены в районе рудопроявления Эгелях, а особенностью элементного состава почв в районе рудопроявления Ягодное являются повышенные уровни содержания Li, Ti, V, Ga, Nb, Zr, Er.

Анализ пространственного распределения содержаний химических элементов в почвах сегмента Вьюнского рудного поля, приуроченного к месторождению Вьюн, позволил установить, что эпицентры литогеохимических аномалий As, Sb, W, Ni, Hg, Se, Ge и Cr приходятся на участок локализации рудоносной зоны месторождения.

76 % исследованных почв Вьюнского рудного поля и 83 % почв Мало-Тарынского рудного поля по величине суммарного показателя загрязнения, рассчитанного по группе тяжелых металлов, характеризуется высокой и очень высокой степенью загрязнения. При этом для почв Вьюнского рудного поля вклад элементов 1-ого класса опасности (Zn, As, Se, Cd, Hg, Pb) в величину суммарного показателя загрязнения составляет от 69,6 до 99,8 %, вклад элементов 2-ого класса опасности (Cr, Co, Ni, Cu, Mo, Sb) – от 1,4 до 34,0 %, вклад от элементов 3-го класса опасности (Mn, Sr, Ba, W) – от 1,2 до 48,4 %. Общий вклад As, Sb и Se в величину суммарного показателя загрязнения почв Мало-Тарынского рудного поля достигает 95 %.

Таким образом, по результатам проведенных литогеохимических исследований на территориях Мало-Тарынского и Вьюнского рудных полей установлено, что ведущая роль в формировании геохимических особенностей почв рассматриваемых месторождений Адыча-Тарынской зоны принадлежит ореолам рассеяния рудных тел, которые генерируют в почвах комплексные литохимические аномалии, включающие в себя Au, As, Sb, Co, Cu, Te, Cr, Pb, Zn, Ge.

Литература:

1. Акимов Г.Ю., Крючков А.В., Крылова Т.Л., Сидоров А.А. Тарынское месторождение жильно-вкрапленных руд - новый тип золотого оруденения в Верхне-Индигирском районе Якутии // Доклады Академии наук. 2004. Т. 397. № 3. С. 363-368.

2. Анисимова Г.С., Протопопов Р.И. Геологическое строение и состав руд золото-кварцевого месторождения Вьюн, Восточная Якутия //Руды и металлы. 2009. № 5. С. 59–69.

3. Григорьев Н.А. Среднее содержание химических элементов в горных породах, слагающих нижнюю часть континентальной коры // Геохимия. – 2003. – № 7. – С. 785–792.

4. Макаров В.Н. Геохимия окружающей среды Верхнеиндигирского золотоносного района // Наука и образование. 2008. № 4. С. 45-48.

5. Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И. Структуры, минералогия и флюидный режим формирования руд полигенного Малотарынского золоторудного поля (Северо-Восток России) // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34. № 4. С. 39-52.

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ ОПАСНОСТИ В ЯКУТИИ

Шестернев Д.М.
Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск,
shesdm@mail.ru

В последнее время в геокриологической литературе, в докладах и сообщениях на конференциях и совещаниях различного уровня, для характеристики природных опасностей, протекающих в пределах криолитозоны, используют как синонимы два термина «Геокриологические опасности» и «Криогенные опасности». Не вступая в полемику по этому поводу, отметим, что в данной работе мы будем понимать:

- под криогенной опасностью – отрицательное воздействие фазовых переходов лед-вода-лед на функционирование технических систем;
- под геокриологической опасностью – физико-геологические криогенные процессы, протекающие при изменении естественных природных условий и при их взаимодействии с техническими системами в мерзлых, промерзающих и протаивающих породах.

В Якутии благодаря многим исследованиям в настоящее время в основном изучены закономерности, региональные и зональные особенности развития геокриологических опасностей. В целом выявлены механизмы развития, выполнена оценка влияния основных факторов и условий их развития. Это позволило разработать ряд частных и общих классификаций геокриологических процессов (геокриологических опасностей).

Существующие частные классификации можно подразделить на морфологические (по формам, размерам и площади развития) и геолого-генетические (по причинам их развития). Разработке и составлению

классификаций первого типа большое внимание уделяли Ф.Б. Арэ, Б.И. Втюрин, Е.А. Втюрина, Т.Н. Каплина, С.П. Качурин, Н.И. и О.Н. Толстихины и др, второго типа - Н.Н. Романовский, Л.С. Гарагуля, Э.Д. Ершов, Д.М. Шестернев и др.

Создание общей классификации физико-геологических криогенных процессов и явлений продолжается уже несколько десятилетий. Минимизация таксонов в них, или расширения их с учетом многофакторности процессов, либо не дает полной картины, либо слишком перегружает ее содержание. Эти недостатки характерны для общих классификаций Л.И. Вейсмана, Ю.Л. Шура, П.Ф. Швецова и др.

В настоящее время Л.С. Гарагулей предложена систематизация экзогенных геологических процессов (ЭГП) в криолитозоне, включая и Якутию. В классификации ЭГП по основной причине развития процессов рассматриваются четыре группы. В пределах каждой из групп по механизмам развития выделены виды ЭГП с характеристикой основных форм проявления процессов и отложениях и в рельефе. В развитие этой классификации Л.С. Гарагулей предложена «Классификация природных и техногенных геокриологических процессов по степени опасности» для разработки технологии строительства в криолитозоне России [1, 2].

Нам представляется то, что слабой стороной этой «Систематизации...» является выделение трех таксонов «Механизм процессов», «Причины развития процессов» и «Сопутствующие процессы». Отсюда следует, что в классификации допускается (в одном и том же таксоне) существование различных видов ЭГП, отличающихся по механизму развития процесса. Например, под механизмом развития пучения автор считает увеличение объема пород при льдовыделении. В то же время широко известно, что в дисперсных породах, выявлено механизмов более десяти разновидностеймеханизмов пучения. Например, в зависимости от скорости влагопереноса и льдообразования в дисперсных отложениях выделяют миграционно-сегрегационный механизм пучения (медленное движение влаги к фронту промерзания в условно открытой термодинамической системе) и инъекционный (в переувлажненных промерзающих породах по типу закрытых термодинамических систем). Можно привести и другие неточности в отношении механизма развития видов ЭГП, приведенных в «Систематизации...» [2]. В частности, под механизмом термоабразии автор понимает размывание, обрушение, сползание, стекание пород на береговых склонах и уступах. Нам представляется механизмом термоабразии является

термомеханическое разрушение многолетнемерзлых пород берегов под воздействием волновой деятельности воды озер, водохранилищ и морей.

Классифицированием экзогенных геологических опасностей занимались и ученые, изучающие экзогенные процессы и явления не только в пределах криолитозоны, но и за ее пределами. В этом плане, наиболее известна классификация, составленная А.И. Шеко [3]. В ней по обусловленности развития процессов природными и техногенными факторами выделено 7 групп опасностей, 16 классов - по причинам развития процессов и 38 типов опасностей - по воздействию на рельеф земной поверхности. В этой классификации физико-геологические геокриологические опасности объединены в VI группе. По воздействию температуры на массивы пород А.И. Шеко выделил три класса геокриологических опасностей (промерзание, колебание температуры с переходом через 0°С, оттаивания), в пределах которых, формируются следующие типы, соответственно 1) пучение, растрескивание, наледи; 2) курумы и 3) термокарст и солифлюкция.

Анализируя содержание классификации А.И. Шеко, нетрудно заметить, что по информативности, и по количеству выделенных геокриологических процессов она существенно уступает соответствующей классификации Л.С. Гарагули, согласно которой было выполнено мелкомасштабное районирование по геокриологической опасности территории криолитозоны России [1]. Анализируя это районирование, следует отметить, что в пределах Якутии чрезвычайно опасные геокриологические процессы и явления развиты на более чем 50% территорий Арктических островов, Яно-Колымского, Усть-Ленского, Приленского и Верхояно-Сусуманского физико-географических районов. Следовательно, при выборе площадок для строительства сооружений этому аспекту необходимо уделять большое внимание. Более благоприятные для строительства сооружений являются территории Катуйско-Хатангского и Анабаро-Путоранского районов. Здесь катастрофические геокриологические опасности распространены не более чем на 10% территорий районов. Но надо принять во внимание, что при благоприятных климатических условиях они могут развиваться на 30-50% территорий указанных районов. Чрезвычайно опасные проявления геокриологических опасностей можно встретить на 1–3% площади Анабарско-Путоранского района. Здесь преимущественное развитие имеют геокриологические процессы с малоопасными проявлениями [1].

Учитывая наши замечания по содержанию и структуре «Систематизации ЭГП...» Л.С. Гарагули [1] мы предлагаем

Классификационную схему по потенциальному развитию геокриологических опасностей (ГКО) в криолитозоне в следующем виде. Группы геокриологических опасностей нами сформированы по условиям их формирования, классы – по механизму развития ЭГП, типы – по способам преобразования пород и рельефа, виды – по воздействию на рельеф, разновидности – по воздействию на инженерные сооружения.

Предложенная нами «Классификационная схема по потенциальному развитию геокриологических опасностей (ГКО)» может быть использована для среднего и крупномасштабного районирования территории Якутии, являющегося основой для выбора размещения, проектирования и строительства природно-технических систем государственного значения.

Литература:

1. Основы геокриологии. Ч. 4. Динамическая геокриология / Под ред. Э.Д. Ершова. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. – 688 с.

2. Природные опасности России. Геокриологические опасности / Под ред. Л.С. Гарагули, Э.Д, Ершова. – М.: Издательская фирма «КРУК», 2000. - 316 с.

3. Природные опасности России. Экзогенные геологические опасности /Под редакцией В. М. Кутепова, А.И. Шеко. – М.: Изд-кая. фирма «КРУК», 2002. - 348 с.

УРБАНИЗАЦИЯ Г. ЯКУТСКА И ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ (НА ПРИМЕРЕ 64 КВАРТАЛА ОКТЯБРЬСКОГО ОКРУГА)

Шестернев Д.М., Васильева А.Н.

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск,

vasilievaanzhela230894@mail.ru

Проблема урбанизации и ее влияние на геокриологические условия давно занимает умы исследователей. Застройка территории, которая связана с возведением зданий и сооружений, устройством искусственных покрытий, вертикальной планировкой, осушением местности, вызывает нарушение природных условий, а это, в свою очередь, приводит к изменению температурного и влажностного режимов грунтов. Особое значение это имеет для области распространения многолетнемерзлых грунтов, где их термовлажностный режим определяет принцип строительства, конструкцию зданий и сооружений, способы устройства оснований и фундаментов, прокладки санитарно-технических сетей, устройства дорог, вертикальную планировку.

Целью данной работы является изучение истории урбанизации г. Якутска и ее влияние на геокриологические условия на примере 64-го квартала Октябрьского округа.

Начало строительства Якутска относится к 1642–1643 гг., когда острог был перенесен с правого берега Лены на левый берег, в долину Туймаада. В настоящее время население города составляет более 310 тыс. человек, а площадь города – 122 тыс. км^2. Для достижения этих значений потребовалось 386 лет. Якутск был объявлен городом в 1851 г., в котором проживало всего несколько сотен жителей.

На основе данных динамики численности населения (табл.1) было выделено 2 периода, включающие 5 этапов урбанизации. Основой для выделения этапов урбанизации нами принято качественное изменение жизнедеятельности населения и его влияние на геокриологические условия.

Таблица 1

Динамика численности населения г. Якутска (тыс. человек)

Год	1632	1681	1807	1825	1860	1895	1906	1967	2000	2017
ЧН	0,2	0,6	2,7	2,5	3,6	6,2	7,7	74,9	195	308

В первый период урбанизации с 1632 по 1967 гг., преобладающими факторами на изменение геокриологических условий являлись: климат и «культурный слой» (рис. 1).

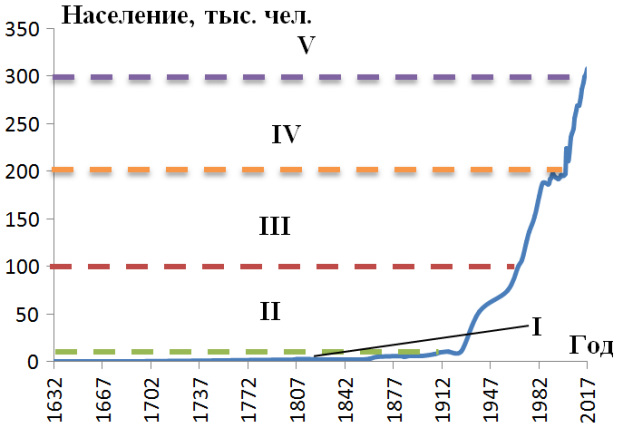


Рис. 1. Этапы урбанизации г. Якутска с начала его образования и по наст. время

Влияние климата на изменение геокриологических условий преобладало на первом этапе урбанизации с 1632 по 1911 гг. На втором этапе урбанизации с 1911 по 1967 гг., преобладающим являлось суммарное

действие на геокриологические условия климата, «культурный слой» и повсеместное использование I Принципа строительства. Связано это с тем, что на втором этапе здания с повышенной комфортностью и этажностью только начинали функционировать. Наряду с этим были построены маломощные заводы и фабрики, а линейный каркас был представлен дорогами грунтового типа.

Начало второго периода урбанизации относится к 1967 г. и развивается в настоящее время. В его пределах выделяется три этапа урбанизации (см. рис.1). В этот период отмечается заметное влияние урбанизации на изменение геокриологических условий в слое годовых колебаний температур и выделяется три этапа урбанизации (см. рис. 1).

В течение III этапа урбанизации с 1967 по 2001 гг., население города увеличилось до 200 тыс. человек. В эти годы в Якутске идет массовая застройка 3 и 5-ти этажных зданий. Наблюдается появление первых маломощных заводов и фабрик по переработке сырья. В этот период в центральной части города построены автомобильные дороги с асфальтобетонным покрытием. Это привело к формированию баража поверхностного и подземного стока надмерзлотных вод [1]. В результате, интенсивность влияния гидрогеологических условий на криолитозону существенно выросла [2]. Это, а также значительная перестройка городского климата и тепловыделений в грунты оснований, привели к значительным изменениям геокриологических условий в области распространения годовых теплооборотов.

С 2001 по 2015 гг., население в Якутске составило около 300 тыс. человек. Появляются отдельные дома 9 и 12-ти этажности, построены крупные социальные и торговые объекты, занимающие большую территорию. Перечисленные сооружения построены с использованием Принципа I. Получило дальнейшее развитие строительство надземных, наземных и подземных линейных каркасов. В результате всего этого, интенсивное и экстенсивное их воздействие на окружающую среду привели к значительному изменению мерзлотных условий на территории урбанизации. Эти изменения характерны для IV этапа урбанизации.

Начало V, современного этапа урбанизации относится к 2015 г. В это время застройка территорий Якутска осуществляется зданиями повышенной комфортности и этажности. Практически на всей территории города, в настоящее время, функционирует автомобильные асфальтобетонные дороги, отвечающие современным требованиям эксплуатации. Существенно возросло количество площадей с асфальтобетонным покрытием. Значительно увеличилось количество

автомобильного транспорта. Все это предопределяет дальнейшее изменение городского климата, формирования в пределах города урбаноландшафтов и т.п. С учетом возможного повышения температур, в связи с естественным изменением климата и техногенной нагрузки, следует ожидать дальнейшего изменения геокриологических условий.

Выявлены периоды и этапы урбанизации, не следует рассматривать как законченный вариант. В связи с этим, их длительность и содержание требует дальнейшего анализа существующего архива публикаций по этой проблеме и целенаправленных экспериментальных исследований влияния различных функциональных зон г. Якутска. В первую очередь, селитебная, промышленно-складской и рекреационной, поскольку каждая из них отличается характером и интенсивностью воздействия на геокриологические условия урбанизированной территории [3].

Литература:

1. Данзанова, М.В. Закономерности формирования и режима надмерзлотных и межмерзлотных вод на урбанизированных территориях криолитозоны (на примере г. Якутска)/ Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Якутск, 2016 – 22 с.

2. Данзанова, М.В. Мерзлотно-гидрогеологические особенности нарушенных территорий в г. Якутске, Республика Саха (Якутия) / М.В. Данзанова // Комплексные проблемы гидрогеологии: тезисы докладов научной конференции. – Санкт-Петербург, 2013. – С. 35–37.

3. Шестернев, Д.М., Васютич, Л.А. Влияние урбанизации на окружающую среду Центрального Забайкалья: монография/ Д.М. Шестернев, Л.А. Васютич; Забайкал. гос. ун-т. – Чита: ЗабГУ, 2015. – 195 с.

ВЛИЯНИЯ КОЛЕБАНИЯ АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ НА ИНТЕНСИВНОСТЬ САМОИЗЛИВА ПРИРОДНЫХ РАССОЛОВ ИЗ МАЛОДЕБИТНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ ТОЛБАЧАНСКОЙ И ЭЛЬГЯНСКОЙ СВИТ В ПРЕДЕЛАХ МИРНИНСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ (РЕСПУБЛИКА САХА (ЯКУТИЯ)) НА ПРИМЕРЕ СКВАЖИНЫ 1Д

Янников А.М.

Вилюйская ГРЭ АК «АЛРОСА» ПАО, г. Мирный, yannikov90@mail.ru

Эльгянская свита ($Є_1$ el) впервые выделена А.К. Бобровым в 1948 году в разрезах на реке Эльгян – левом притоке реки Олечма [1]. Палеонтологическая характеристика свиты дана В.В. Хоментовским и Л.Н.

Репиной [2]. Свита сложена известняками и доломитами. Эльгянская свита согласно залегает на породах нелбинской свиты, перекрывается породами толбачанской [3,5].

Толбачанская свита ($Є_1$ tb) впервые выделена А.К. Бобровым в 1945 году. Названа по реке Толбачан – правому притоку реки Лена [1,2]. Свита согласно залегает на породах эльгянской свиты и перекрывается олекминской. В пределах околотрубочного пространства коренного месторождения трубка «Интернациональная» глубина залегания толбачанской свиты от дневной поверхности составляет 1065,0 метров (а.о. кровли -665 м). Глубина залегания эльгянской свиты – 1442,5 (а.о. кровли - 1042,5 м) [4,5]. В породах толбачанской свиты в пределах изучаемого участка (околотрубочного пространства) выделяется 5 газонасыщенных коллекторов [6,7], 6 коллекторов газоводонасыщенных и 2 коллектора «сухих». Коллектора состоят из отдельных пластов - коллекторов мощностью от 0,4 м до 4,5м. Эффективная общая мощность газоводонасыщенных коллекторов толбачанской свиты 91,4 м.В породах эльгянской свиты выделяется три пласта коллектора, из которых один газонасыщенный, один водонасыщенный, один газоводонасыщенный. Коллектора состоят из отдельных пластов - коллекторов мощностью от 0,5 м до 16,0м. Эффективная общая мощность газоводонасыщенных коллекторов толбачанской свиты 20,5 м.

Пластовые воды в коллекторах данных свит высоконапорные, по химическому составу рассолы хлоридного кальциевого состава с минерализацией до 510 г/л, характеризуются кислой реакцией (pH до 5,8), очень высокими концентрациями брома, калия, стронция, лития, цинка, марганца. Рассолы являются агрессивными к бетону и металлам по величине pH и содержанию магния. В составе газов решающую роль играет метан (до 95% по объему), присутствуют тяжелые углеводороды [6,7].

Натурные наблюдения за интенсивностью самоизлива пластовых вод производились по режимной сети скважин, сооружённых в подземных горных выработках на горизонте -790 рудника «Интернациональный». За период исследований, проводимых в 2014-2015гг, было установлено, что параметры самоизлива по скважинам (интенсивность и т.д.) крайне изменчивы. Изменчивая интенсивность водопритоков по скважинам обусловлена особенностями водосодержащих коллекторов толбачанской свиты. А именно крайне низкими параметрами проводимости и крайне малыми естественными запасами данных высоконапорных, высокоминерализованных (до 510 г/литр) пластовых вод (рассолов). В

ненарушенных, естественных условиях, для скважин было характерно непостоянство расходов (дебитов) наблюдаемых водопритоков и их малодебитность (фиксируемые притоки не превышали 250-300 л/час). Самоизлив вод, как правило, был не продолжителен, эпизодичен, за фиксируемыми в ходе натурных наблюдений «всплесками активности», (продолжительностью от 2-3 дней до 10-30) следовали долговременные периоды с полным отсутствием каких-либо водопроявлений.

Для анализа воздействия изменения атмосферного (барометрического) давления, в качестве одного из факторов, влияющих и определяющих параметры фиксируемого излива, была проведена комплексная оценка режима излива в 2015 году по скважине 1Д. Данная скважина является совершенной по качеству вскрытия описанных коллекторов, поэтому произведённые исследования и выявленные закономерности будут в целом правомочны для изучаемого объекта (коллектора эльгянской и толбачанской свит).

Всего за период наблюдений по данной скважине было отмечено 8 периодов самоизлива. Приведём полученные данные в таблице 1.

Таблица 1

название периода	начало	конец	$P_{на\ начало}$,	$P_{на\ конец}$	P_{max}	P_{min}	$P_{ср}$
			давление в мм.рт. ст.				
1-й	01.01.15	12.02.15	726,9	727,2	745,7	714,9	732,5
«сухой»	13.02.15	06.04.15	727,2	**731,0**	735,5	710,0	728,0
2-й	07.04.15	09.07.15	**731,4**	721,1	741,2	710,2	731,8
«сухой»	10.07.15	16.08.15	718,0	**725,5**	732,9	718,0	724,8
3-й	17.08.15	21.08.15	**730,1**	722,7	730,4	722,7	730,0
«сухой»	22.08.15	11.09.15	722,3	**723,4**	737,6	722,2	730,2
4-й	12.09.15	12.09.15	**715,9**	715,9	715,9	715,9	715,9
«сухой»	13.09.15	25.09.15	712,8	**736,6**	736,7	712,8	729,0
5-й	26.09.15	26.09.15	**739,6**	739,6	739,6	739,6	739,6
«сухой»	27.09.15	25.10.15	741,1	**727,1**	741,1	715,1	728,2
6-й	26.10.15	28.10.15	**730,3**	731,2	731,2	727,3	730,6
«сухой»	29.10.15	08.11.15	734,8	**735,9**	741,6	712,9	728,0
7-й	09.11.15	09.11.15	**735,0**	735,0	735,0	735,0	735,0
«сухой»	10.11.15	26.11.15	733,5	**727,9**	750,6	727,9	737,8
8-й	27.11.15	24.12.15	**728,8**	735,7	736,5	719,8	729,3
«сухой»	24.12.15	31.12.15	732,8	**730,7**	737,2	730,4	732,4

Анализируя данные, полученные по скважине 1Д за 2015 год, необходимо отметить, что можно выделить следующие факты воздействия изменение атмосферного давления на режим и интенсивность излива:

1. Начало каждого выделенного периода сопровождалось ростом или понижением атмосферного давления. Ступень изменения давления не превышала 7,5 мм.рт.ст.

2. Среднее значение атмосферного давления в периоды фиксации излива выше аналогичного значения, характеризующего «сухие» периоды на 1 мм.рт.ст.

3. Началу уменьшения или увеличения интенсивности излива пластовых вод предшествовало изменение атмосферного давления, как в сторону увеличения, так и в сторону уменьшения, что в свою очередь, позволяет говорить о том, что резкие, скачкообразные перепады атмосферного давления влияли на фильтрацию пластовых рассолов по трещинным коллекторам, в имеющихся иммобилизованных, илизионных структурах, где местом разгрузки выступал ствол скважины 1Д, а областью обеспеченного питания вся сформированная под воздействием структурно-тектонического и литолого-фациального факторов «линза-микрозалежь».

Литература:

1. Бобров А.К. К стратиграфии кембрия нижнего течения р. Олекмы. Тр. ЯФСОАН СССР. Серия геол. об.4. 1959 г.

2. Геология, гидрогеология и геохимия нефти и газа южного склона Анабарскойантеклизы / Е.И. Бодунов, В.Л. Белецкий, Г.С. Фрадкин и др.– Якутск: изд. ЯФ СО АН СССР, 1986.– 176 с

3. Гидрогеология СССР. Том XX. Якутская АССР. М. Недра, 1970 г.

4. Гиниятулин И.М., Блажкун Д.В., Ивашина Е.И., Коробков Г.В. Материалы к легенде Ботуобинской серии листов геологических карт масштаба 1:50000. Министерство геологии РСФСР, Мирный 1989 г.

5. Зуева И.Н, Уткина Н.А., Бодунов Е.И. Химическая структура нафтидов. Далдыно-Алакитского района. (По данным ИК- и УФ-спектроскопии). – Якутск: изд. ЯФ СО АН СССР, 1987.– С. 99-110.

6. Колганов В.Ф., Акишев А.Н., Дроздов А.В. Горно-геологические особенности коренных месторождений алмазов Якутии. Мирный. 2013 г.

7. Решение всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири. Иркутск. 1979 г.

ТЕХНИКА И ТЕХНОЛОГИЯ РАЗВЕДКИ И ДОБЫЧИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

ФОСФАТ-СОДЕРЖАЩИЕ МИНЕРАЛЫ В ВОССТАНОВЛЕНИИ ТЕХНОГЕННО-НАРУШЕННЫХ ЗЕМЕЛЬ

Александров А.Р., Ерофеевская Л.А.
Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск
sutuka1956@mail.ru, lora-07.65@mail.ru

Проблема ликвидации аварийных разливов нефти на территории Якутии стоит очень остро и связано это, в первую очередь, со спецификой почвенно-климатических условий.

Для мерзлотных почв Якутии выбор нефтедеструкторов, эффективно работающих в климатических условиях Севера, требует специальных исследований [1]. Поэтому исследования Института проблем нефти и газа СО РАН, направленные на разработку технологии обезвреживания разливов нефти и нефтепродуктов на основе использования местного природного сырья, оказались востребованными в современных условиях.

С целью поиска экологически и экономически обоснованных приемов восстановления нарушенных экосистем, после аварийных нефтеразливов, выполнены экспериментальные исследования по разработке нового нефтебиосорбента на основе минеральной композиции из фосфатсодержащих минералов местных месторождений.

Материалы и методы. В качестве исходного материала для получения минеральной композиции использован апатит-карбонатной руды Селигдарского месторождения (Алданский район, Республика Саха (Якутия).

Месторождение расположено в верховьях долины реки Селигдар, у северо-восточного подножия гольца Батько и приурочено к штоку карбонатитов эллипсовидной формы, вытянутому в северо–западном направлении. По минеральным парагенезисам и др. свойствам выделяется шесть типов руд: апатит доломитовые, апатит - кальцитовые, апатит - мартит - кварц - карбонатные, апатит – силикат (хлорит, серпентин, флогопит, тальк) – карбонатные, апатит – сульфат (ангидрид, гипс) -

карбонатные и смешанные по составу дезинтегрированные разновидности (образования кор выветривания и отложения карстовых полостей).

По результатам геолого-технологических исследований все разновидности апатитовых руд Селигдарского месторождения обогащаются по общей схеме и объединяются в единый геолого-технологический тип - апатит-кварц-карбонатный. Главными минералами рудных образований являются (в порядке убывания содержаний): доломит, апатит, кальцит, кварц, гематит (мартит), а также присутствуют второстепенные и акцессорные минералы.

Усредненный химический состав апатитовых руд месторождения, (%): P_2O_5 - 6,17; MgO - 13,97; Fe_2O_3 - 3,82; FeO - 0,59; CaO - 28,56; CO_2 - 25,47; SiO_2 - 14,98; Al_2O_3 - 1,51; SO_3 - 0,65.

В апатитовых рудах месторождения установлено присутствие редкоземельных элементов цериевой группы, стронция, фтора, тория. Из руды с содержанием P_2O_5 6,4 % при флотационном обогащении получается апатитовый концентрат с содержанием P_2O_5 32,5 % и извлечением 58 % [2].

Запасы P_2O_5 до глубины 1600 м по кат. $B+C_1+C_2$ составляют 165 123,96 тыс. т. Прогнозные ресурсы P_2O_5 кат. P_1 – 115 742,11 тыс. т. [3].

Работа по испытанию сорбционно-биологического метода очистки почв от нефтезагрязнения с применением местных минеральных композитов проведена на мерзлотно-таёжной почве.

Использованы минеральные композиции ситовой фракции 0.5-1.0 мм и механической активации апатитов. Механическая активация проводилась в центробежной мельнице [4].

Нефтяные компоненты из исследуемых проб почв до и после опыта извлекали методом холодной экстракции [5].

Опытные участки заложены на загрязненном, после аварийного разлива нефти, участке временного нефтепровода «Талакан-Витим» (Ленский район, Республика Саха (Якутия).

Результаты и обсуждения.

В процессе проведения исследований установлено, что деструкция нефтепродуктов (НП) в почве (П), обработанной минеральной композицией (МК) на основе апатит-карбонатной руды Селигдарского месторождения проходила более интенсивно, чем в опытах с жидкой суспензией на основе культур, аборигенной почвенной микрофлоры (АПМ) и в контрольном

варианте (К), не обработанном микробной суспензией и минеральной композицией (табл. 1).

Таблица 1

Деструкция нефтепродуктов в опытных участках

Номер участка по каталогу	Вариант опыта	Содержание НП, %		Деструкция НП к окончанию опыта, %
		до опыта	после опыта	
ААТ	НП + П + МК	16,8509	10,8023	35,89
А-4	НП + П + АПМ	0,6278	0,4795	23,62
Т-12	НП + П	28,0340	24,2050	10,69

Примечание: НП – нефтепродукты; П – почва; МК – минеральная композиция; АПМ - суспензия на основе культур, аборигенной почвенной микрофлоры.

Таким образом, показана перспективность применения минеральной композиции на основе апатит-карбонатной руды Селигдарского месторождения в экологических целях на объектах нефтегазового комплекса Республики Саха (Якутия).

Литература:

1. Александров А.Р., Ерофеевская Л.А. Применение биоминеральной композиции для очистки загрязненных нефтью мерзлотных почв // В сб.: Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Материалы VII Всероссийской научно-практической конференции, – Якутск: Издательский дом СВФУ, т. 2, 2017. - С. 281-285.

2. Василенко В.Б., Кузнецова Л.Г., Холодова Л. Д. и др. Апатитовые породы Селигдара. - Новосибирск: Наука, 1982. - 216 с.

3. Сучков В.Н., Ященко И.И., Боярко Г.Ю. и др. Селигдарское месторождение апатита (Отчет по результатам детальной разведки за 1980 - 1985 гг.). Ф. ГГП «Алдангеология», 1985. – 200 с.

4. Фундаментальные основы механической активации, механосинтеза и механохимических технологий // [В.В. Болдырев и др.]; отв. ред. Е.Г. Аввакумов; Рос. акад. наук, Сибирское отделение, Ин-т химии твердого тела и механохимии [и др.]. - Новосибирск: Издательство СО РАН, 2009. - 343 с. (Интеграционные проекты СО РАН; вып. 19).

5. РД 39-0147098-90 Инструкция по контролю за состоянием почв на объектах предприятий Миннефтегазпрома.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИСПЫТАНИЙ ЦЕОЛИТОВОГО СЫРЬЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХОНГУРУУ

Александров А.Р., Ерофеевская Л.А.
Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск
sutuka1956@mail.ru, lora-07.65@mail.ru

Цеолитовое сырье является новым видом неметаллических полезных ископаемых. Каждое конкретное цеолитовое месторождение характеризуется своими, присущему только ему, минералогическим составом и физико-химическими свойствами. Поэтому цеолитовое сырье должно пройти опытные испытания в каждой из предполагаемых областей их практического применения. Для удобства в обращении, по примеру других месторождений СНГ и России, цеолитовому сырью месторождения Хонгуруу нами присвоено собственное название «хонгурин».

Хонгурином называем горную породу, состоящую из минералов клиноптилолит-гейландитового ряда (70-90%), кварца, полевых шпатов, обломков кремнистых пород, биотита, кальцита, вулканического стекла и глинистых минералов. По данным детальной разведки, на территории выбранного участка подсчитано запасов цеолитового сырья на 11,4 млн.т., из них по категории В –2,8 млн.т., по категории C_1 – 8,6 млн.т.. Эти запасы могут обеспечить нужды республики в цеолитовом сырье в течение 120 лет при ежегодной добыче 90 тыс. т.

Исследования цеолитового сырья месторождения Хонгуруу – хонгурина - были включены в программу “Цеолиты Сибири” по рекомендации К.Е. Колодезникова и начаты в 1981 г. В работе были привлечены до настоящего времени ученые не только Якутии, но и Москвы, С-Петербурга, Новосибирска, Томска, Кемерево и других городов России.

Многолетними испытаниями доказаны уникальные адсорбционные, молекулярные и ионообменные свойства хонгурина, которые позволяют использовать его во многих отраслях народного хозяйства [2,4,5,6].

В горное дело - добавка к закладочным цементам и тампонажным растворам; добавка к взрывчатым веществам.

В строительстве – активная добавка в производстве цемента; средство сокращения расхода цемента; добавка для лакокрасочных покрытий; конструкционный, строительный, радиационно-защитный и декоративный материал – «СИБИРФОМ»; в составе ячеистого бетона; добавка при

производстве арболита из отходов лиственницы; добавка при производстве полимерминеральных отделочных композиций; в качестве добавок к портландцементным клинкерам и разработаны перспективные направления получения бесцементных известково-цеолитовых вяжущих и бетонов на его основе.

В газовой промышленности - глубокая осушка и очистка природного газа.

В материаловедении - на модификацию резин, применяемых при изготовлении морозостойких транспортерных лент и гусениц снегоходов; в качестве модификатора резин на основе полярного бутадиеннитрильного каучука СКН-18 марок В-14, В-14-1 и 7В-14-; в качестве наполнителей для трубных полиэтиленов марок ПЭ80Б и ПЭ2НТ11; морозостойкая резина на основе пропиленоксидного каучука, наполненных активированным природным цеолитом.

В сельском хозяйстве - кормовая добавка в животноводстве; кормовая добавка в птицеводстве; кормовая добавка в клеточном звероводстве; кормовая добавка в коневодстве; кормовая добавка в свиноводстве.

В мелиоранте почв - в качестве компонента навозо-сапропелевого компоста; влияние как многоцелевых мелиорантов, ионообменников и компонентов почвогрунтов.

В луговодстве – внесения под естественные аласные луга как накопителя элементов питания, регулятора пищевого режима и роста растений.

В растениеводство - выращивание гидропонной зелени; внесение обезвоженного цеолита, пропитанного минеральными удобрениями; гуминово-цеолитовые смеси (ГЦС); в качестве наполнителя ростовой пудры и наполнителя физиологически активных веществ.

В картофелеводстве - при компостировании навоза крупного рогатого скота; комплексное применение с органическими удобрениями (сапропель, торф) на мерзлотных черноземных супесчаных; на качество клубней картофеля в период зимнего хранения.

В тепличном хозяйстве - субстрат для теплиц; овощная и садово-огородная удобрительная смесь; компонент почвосмеси для выращивания рассады овощных культур.

В ветеринарной медицине – в качестве носителя биологически активных веществ и препаратов; в качестве адсорбента микробов-антгонитсов; влияние на организм молодняка крупного рогатого скота (КРС) и для профилактики митотоксикозов с препаратом «Сахабактисубтил»; в качестве обеззараживании навоза и птичьего помета штаммом Bac.subtilis, для

повышения действия дезинфицирующего средства, и на продуктивность и биохимический состав крови КРС; пролонгатор дезинфицирующих средств; мутагенная активность на половые клетки КРС; в качестве дезодоранта животноводческих помещений [3].

В охране окружающей среды - очистка трансформаторных и индустриальных масел; очистка питьевой воды с природными адсорбентами (хонгурин и шунгит; активированный уголь и хонгурин); в качестве фильтрующей загрузки на водопроводных очистных станциях (ВОС) питьевой воды; очистка промышленных и сточных вод; очистка дымовых газов; дезодорант для бытовых холодильников; в составе чистящих паст; в производстве алкогольных и безалкогольных напитков; по сорбции (десорбция) стронция и цезия.

В медицине - энтеросорбент для выведения из организмов человека радионуклидов.

В микробиологии – иммобилизация углеводородокисляющих микроорганизмов (УОМ) на хонгурин имеет высокие показатели деструкции нефтезагрязнений в различных типах мерзлотных почв по сравнению с контролем, что обеспечивает значительный экологический и экономический эффект, способствуя сокращению сроков реабилитации нарушенных земель и оздоровлению окружающей среды в целом; внесение в нефтезагрязнённую почву микроорганизмов иммобилизованных на цеолит соотношении 1:10, позволяет активировать центры деструкции нефтепродуктов, что, в свою очередь, оказывает положительное влияние на очистку почв от нефтезагрязнений и самовосстановление нарушенной экосистемы практически за одно северное лето [1].

В результате всех проведенных работ учеными были получены более 15 авторских свидетельств и патентов, разработаны 6 технических условий для применения хонгурина в различных отраслях народного хозяйства.

На сегодняшний день ООО «Сунтарцеолит» занимается только добычей цеолитов. В начале 2000-х годов, они выпускали продукцию: кормовую добавку для кур, крупного рогатого скота, дезодорант осушитель для холодильников и пасту для чистки посуды, ванн, раковин и т.д. Основным крупным потребителем цеолита является АК «Алроса». В связи с переходом компании к подземной добыче алмазов наши цеолиты применяются в качестве активной минеральной добавки при производстве закладочных смесей подземного рудника «Мир», средняя годовая потребность которого составляет 18000 тонн. Ведь применение цемента для бетона – вещь дорогостоящая, в то время как использование цеолита, как одного из

компонентов, заменяющих часть цемента (30%), сулит большую экономию средств. Большие объемы цеолита требуются также для очистки технологических вод в Юбилейном ГОК-е п. Айхал. И это правильно, поскольку в водоочистных сооружениях цеолит более пригоден и эффективен, чем, к примеру, кварцевый песок.

Литература:

1. Александров А.Р., Ерофеевская Л.А. Использование хонгурина в экологии нефтегазового комплекса //В сб.: Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России, Материалы Всероссийской научно-практической конференции. - Якутск, 2016. С. 300-303.

2. Колодезников К.Е. Цеолитоносные провинции Востока Сибирской платформы – Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН, 2003. – 224 с.

3. Неустроев М.П., Третьяков И.С., Сазонов Н.Н. Природные цеолиты хонгуринского месторождения в животноводстве и ветеринарии – ЯНИИСХ РАСХН, Якутск, 2008. – 148 с.

4. Полезные ископаемые Сунтарского района и перспективы их промышленного освоения (отв. ред. А.Ф. Сафронов, К.Е Колодезников, В.Ф. Уваров. – Якутск: ЯФ ГУ «Изд-во СО РАН, 2004. – 144 с.

5. Цеолитовое сырье. Настоящее и будущее (К 15-летию ООО «Сунтарцеолит»). – Якутск: ООО ИИА «Триада», 2004. – 32 с.

6. http://mognovse.ru/bjb-programma-socialeno-ekonomicheskogo-razvitiya-municipaleno.html [дата обращения 19.03.2018 г.].

ВОЗМОЖНОСТИ НЕТРАДИЦИОННЫХ ТЕХНОЛОГИЙ ДОБЫЧИ АЛМАЗА В УСЛОВИЯХ ЭКОЛОГИЗАЦИИ ГОРНОГО ПРОИЗВОДСТВА

Андросов А.Д., Седалищева С.И.

Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск, sakhayana_churap@mail.ru

Нетрадиционные технологии отличаются от традиционного наличия новых структурных элементов в технологической цепи. То есть в технологический процесс добычи алмаза включаются способы и приемы, которые ранее отсутствовали при производстве горных работ и могут внести существенно-качественный скачок в добычной процесс. К числу таких элементов в структуру комплексной механизации, следует отнести лазерные технологии для разрушения негабаритных кусков кимберлитов,

противоположно направленные спиралевидные стволы при вскрытии глубоких горизонтов месторождений, безвзрывное (комбайновое) формирование крутых и устойчивых бортов карьера, а также безопасное для природной среды, складирование отходов вредных производств на отвалах и специальных хранилищах.

Краткие характеристики разработанных нетрадиционных технологий добычи алмаза сводятся к следующему (Патент №2387835 Российской Федерации – «Способ вторичного дробления кимберлитов», авторов Андросов А.Д., Лебедев М.П., Андросов А.А. и др.). Суть технического решения заключается в разрушении негабаритных кусков кимберлита посредством мощного излучения лазерной технологической установки (ЛТУ), размещаемой на рабочей площадке уступа (рис. 1). Работы выполняются по следующей схеме. Экскаватор 1 производит погрузку взорванной горной массы 2 в автосамосвал 3 со складированием негабаритных кусков кимберлита 4 на рабочей площадке уступа 5, где также размещена ЛТУ 6. С помощью ЛТУ 6 осуществляется доразрушение негабаритных кусков 4, после которого измельченная руда бульдозером 7 вновь подается к экскаваторному забою 8. Такой технологический процесс ведется до полной отработки горизонта, а затем аналогично повторяется на нижележащих (патент 2387835). Следует отметить, что затраты на приобретение лазерного оборудования (стоимость его 300 тыс. долл.) окупятся практически в течении одного сезона.

Другим техническим решением является проходка противоположно-направленных спиралевидных стволов для вскрытия глубоких горизонтов месторождения при открыто-подземной геотехнологии (рис. 2). Причем наклонные стволы проходят от бортов карьера навстречу друг к другу и от мест их пересечения сооружают квершлаги до рудного тела. Таким образом, по мере углубки горных работ спиралевидные стволы постоянно пересекаются и, соответственно, идет процесс непрерывного формирования новых квершлагов до конечной глубины отработки месторождения. В конечном итоге, формирование встречного расположения спиралевидных стволов вокруг рудного тела и квершлагов к ним, сокращает среднее расстояние транспортирования горных пород от горизонтов карьера. Кроме того, снижаются объемы грузоперевозок при освоении глубоких горизонтов карьера.

Для формирования крутых и устойчивых бортов карьера на предприятиях практикуется комбайновый способ (рис. 3). Здесь комбайн эксплуатируется в приконтактной зоне борта, которая представлена ослабленными от массовых взрывов трещиноватыми породами. Глубина образования трещин вглубь массива достигает 3÷5 м., Следовательно, борт карьера формируется под устойчивым углом β, значительно превышающим угол откоса α, при формировании буровзрывным способом. Здесь достаточный опыт имеется на глубоких алмазодобывающих карьерах западной Якутии, как при разработке технологических регламентов на проектирование, так и на опытных промышленных участках действующих горнодобывающих предприятий.

Дальнейшую перспективу развития также имеют нетрадиционные способы захоронения вредных отходов, как в подземном, так и в открытом пространстве природной среды. На (рис. 4) приведен вариант захоронения сероводородонасыщенных пород в открытом пространстве природной среды (патент №2310076 – «Способ экологически безопасного отвалообразования») в виде могильника. Высокая экологичность такого отвала достигается не только изоляцией вредностей от природной среды, но и ветровой эрозии, благодаря ориентации его формы по розе ветров.

На (рис. 5 а, б) представлено новое техническое решение на подземное складирование отходов вредных производств, в том числе городского мусора. После завершения отсыпки отвала, нарушенный участок поверхности земли покрывают вынутыми породами и восстанавливают первоначальный природный ландшафт. После выполнения всех этих работ на восстановленной территории сажают различные травы, вплоть до посадок плодово-ягодных культур.

Приведенные разработки нуждаются в поиске заказчика для их внедрения на производстве и дальнейшего развития.

В (табл. 1) приведены ожидаемые технико-экономические и экологические показатели от реализации разработанных нетрадиционных технологий.

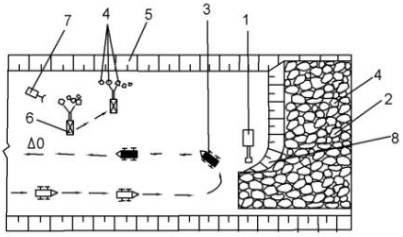


Рис.1. Размещение горного оборудования на рабочей площадке при использовании лазерной технологической установки:1- экскаватор; 2-взорванная горная масса;3-автосамосвал; 4-негабаритные куски кимберлита; 5 - рабочая площадка уступа; 6 - ЛТУ; 7 - бульдозер; 8 - экскаваторный забой.

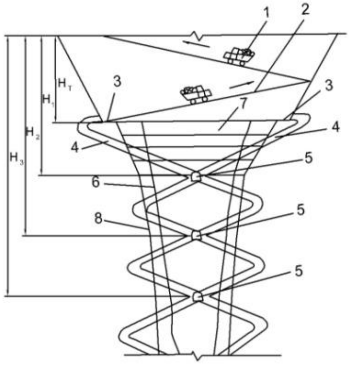


Рис.2. Поперечный разрес карьера с встречным расположением спиралевидных стволов и квершлагов:
1-автосамосвал; 2-спиральные съезды по борту карьера; 3-рабочие площадки; 4-встречные наклонные спиралевидные стволы; 5-квершлаги; 6-контур рудного тела;7-рабочие уступы; 8-крутой и устойчивый борт карьера.

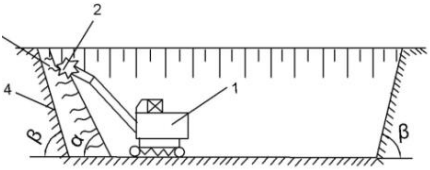


Рис.3. Схема работы комбайна с фрезерным исполнительным органом при формировании крутого и устойчивого борта карьера: 1 - комбайн; 2 - фрезерный исполнительный орган; 3 - приконтактная зона ослабленных от взрывов многолетнемерзлых пород; 4 - крутой и устойчивый борт карьера.

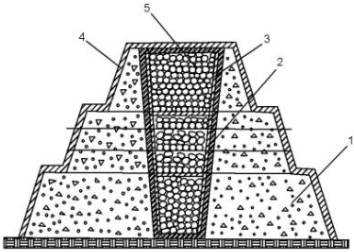


Рис.4. Конструкция экологически безопасного отвала на поверхности земли: 1 - дамба обвалования; 2 - слой суглинков; 3 - слой цеолитов; 4 - слой сапропеля; 5 - рассолонасыщенные породы.

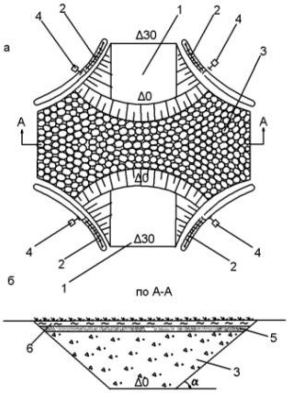


Рис.5. Схема экологически безопасного подземного захоронения отходов вредных производств: а-вид отвала в плане; б-поперечный разрез отвала в окончтельно отсыпанном виде. 1-траншея; 2-вынутые пустые породы;3-отходы вредных производств; 4-бульдозер; 5-слой цеолитов; 6-слой сапропеля; 7-трава с мощной корневой системой.

Таблица 1

Ожидаемые технико-экономические и экологические показатели от реализации разработанных нетрадиционных технологий добычи алмаза

№	Наименование способа или мероприятия	Ожидаемая эффективность, млн. долл.
1	Способ отработки глубоких карьеров в криолитозоне	1,97
2	Способ вторичного дробления кимберлитов	580,0 в год
3	Способ отстройки нерабочего борта глубокого карьера	904,44
4	Способ экологически безопасного отвалообразования	Улучшение экологической обстановки в регионе ведения горных работ в 2÷2,5 раза
5	Способ экологически безопасного захоронения отходов вредных производств	Уничтожение вредных выбросов в окружающую природную среду до 95%

Из приведенных в (табл. 1) результатов следует, что возможности нетрадиционных технологий неисчерпаемы, области их применения неограничены и гарантируют высокую народнохозяйственную эффективность.

О СОВЕРШЕНСТВОВАНИИ МЕТОДИЧЕСКОГО ПОДХОДА К ОЦЕНКЕ СЛОЖНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (УЧАСТКОВ) ДЛЯ ЦЕЛЕЙ РАЗРАБОТКИ

Батугина Н.С., Гаврилов В.Л., Хоютанов Е.А., Федоров В.И.
Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН, г. Якутск,
batuginan@mail.ru

Давно известны и, в определенной мере, постепенно совершенствуются оценки четырех групп месторождений (участков) твёрдых полезных ископаемых по сложности геологического строения для целей разведки [3-4 и др.]. Необходимая и достаточная степень разведанности запасов [4, с. 4-5] определяется в зависимости от сложности геологического строения залежей с делением на четыре условные группы. При отнесении месторождений к той или иной группе используются количественные

показатели оценки изменчивости основных свойств оруденения, характерные для каждого конкретного вида полезного ископаемого.

Во многих методических документах излагаются требования к полноте и уровням изученности разных категорий запасов и ресурсов. Эти требования являются необходимыми и в основном достаточными для обоснования решений о порядке и условиях их вовлечения в промышленное освоение, проектирования строительства или реконструкции на их базе горнодобывающих предприятий с оценкой более 30 технико-экономических и других показателей, а также экологических последствий.

Развитие наук о Земле, в частности, расширяющегося комплекса геологических и горных наук [1, 5-6], потребности в более точных критериях эффективности человеческой деятельности и возросшие возможности геоинформационных технологий вызвали к жизни ряд новых специфических проблем:

- развитие разнообразных горно-геологических измерений в больших информационных массивах качественных и количественных переменных;

- развитие комплекса понятий и методов в геолого-экономических и горно-технических исследованиях, в которых нечеткость принимается как универсальная «всепроникающая неточность реального мира» (по Л.А. Заде [2, с. 6]);

- развитие новых методов и средств, позволяющих наилучшим образом структурировать все то, что разделено сегодня не очень точными границами, например, группы сложности месторождений по условиям разведки и категории разведанности запасов и ресурсов (табл. 1), составлено по [4] и многое другое.

В данной работе дополнительно к имеющимся методикам оценки сложности месторождений предлагается применять методический подход, основанный на использовании знаний, накопленных специалистами в рассматриваемой и смежных областях науки и практики. Проводится анкетный опрос (табл. 2) для получения соответствующих экспертных оценок о существенности влияния ряда параметров, характеризующих уровень сложности геологического строения и структуру месторождений в интересах их промышленного освоения.

Используя данные экспертного опроса, можно вычислить общий показатель степени влияния сложности месторождений на их разработку при проведении научных исследований и в практической деятельности по

формуле:

$$P = \frac{A \times 1 + B \times 0{,}5 + C \times 0 - D \times 0{,}5 - E \times 1}{n \times N},$$

где A – число положительных ответов; B – число ответов, близких к положительным; C – число ответов нейтральных; D – число ответов, близких к отрицательным; E – число отрицательных ответов; n – число вопросов в анкете; N – количество анкет.

Коэффициент P может изменять в пределах от -1 до +1. Чем ближе он к единице, тем точнее оценивается геологическая сложность, которую необходимо учитывать при разработке рациональных научно-практических принципов недропользования.

Индивидуальные оценки по отдельным вопросам анкеты или в целом по всей анкете могут существенно различаться. Для изучения степени согласованности мнений вычисляется дисперсия индивидуальных оценок. Большая дисперсия показателя свидетельствует о высокой степени несогласованности мнений. Причина несогласованности может быть в разном понимании вопроса, в разном отношении к вопросу экспертов.

Таблица 1

Основные характеристики групп сложности месторождений твёрдых полезных ископаемых

Группа	Геологическое строение	Размеры; залегание тел	Мощность; внутреннее строение тел	Качество; распределение ценных компонентов	Выявляемая категория при разведке
1	Простое	Весьма крупные, крупные, реже средние; ненарушенное или слабо нарушенное	Устойчивые	Выдержанное; равномерное	A, B, C_1, C_2.
2	Сложное	Крупные и средние; нарушенное	Неустойчивые	Невыдержанное; неравномерное	B, C_1 и C_2.
3	Очень сложное	Средние и мелкие; интенсивно нарушенное	Очень изменчивые	Значительно невыдержанное; очень неравномерное	C_1 и C_2.
4	Очень	Мелкие, реже	Резко	Крайне не	Преиму-

	сложное	средние; чрезвычайно нарушенное	изменчивые	равномерное; прерывистое гнездовое	ществен-но C_2

Таблица 2

Пример анкеты для экспертной оценки геологической сложности золоторудного месторождения

Оцениваемый параметр	Степень влияния (ответ отмечается знаком «+»)				
	Да	Скорее да, чем нет	Не знаю	Скорее нет, чем да	Нет
Размер рудного тела					
Форма рудного тела					
Изменчивость мощности					
Распределение рудных скоплений					
Внутреннее строение					
Выдержанность рудных тел					
Морфология рудных тел					
Характер границ					
Распределение золота в пределах рудных тел i (i=1, 2, 3, 4)					
Значение коэффициента рудоносности					
Показатель сложности					
Коэффициент вариации мощности					
Коэффициент вариации содержания					

Использование подобной анкеты для оценки геологической сложности твердых полезных ископаемых с учётом особенностей их месторождений в интересах последующей разработки может способствовать повышению полноты изученности разных категорий запасов и ресурсов, расширению знаний о них.

Литература:

1. Горные науки. Освоение и сохранение недр Земли / РАН, АГН, РАЕН, МИА; Под ред. К.Н. Трубецкого. – М.: Изд-во Академии горных наук, 1997. – 478 с.

2. Заде Л.А. Предисловие. В книге А. Кофман. Введение в теорию нечетких множеств. Пер. с франц. – М.: Радио и связь, 1982. – 432 с.

3. Методические рекомендации по применению Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Золото

рудное / Утверждены распоряжением МПР России от 05.06.2007 г. № 37-р. – М.: ГКЗ, 2007. – 49 с.

4. Приказ Министерства природных ресурсов РФ от 11 декабря 2006 г. № 278 «Об утверждении Классификации запасов и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых». Введена в действие с 1 января 2008 г. – Режим доступа: http://www.gkz-rf.ru/ (дата обращения 21.02.2018).

5. Секисов Г.В. Горнотехнологическая геология как новое научное направление в составе горной геологии // Вестник ЗабГУ, 2015. – №8. – С. 39–44.

6. Секисов Г.В. Классификационное развитие структурированного состава горных наук // Вестник ЗабГУ, 2014. – №7. – С. 39–48.

БУРОВАЯ КОРОНКА ДЛЯ БУРЕНИЯ МЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД С ПРОДУВКОЙ СЖАТЫМ ВОЗДУХОМ

Григорьев Б.В., Кельциев С.С., Острельдин С.К., Скрябин Р.М.
Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск, titrykt@rambler.ru

Компоновка бурильного инструмента при бурении с продувкой имеет некоторые особенности. Обычные тонкостенные коронки с малыми выходами резцов внутрь и наружу из короночного кольца создают большие потери давления воздуха, особенно при бурении в мягких породах и в обводненных скважинах. Эти коронки (например, СМ-1, СМ-2, СТ-1 ГОСТ 9431-60 и БТ-46 ГОСТ 9790-61) можно применять лишь при бурении устойчивых пород при отсутствии водопритоков. Кроме того, при бурении скважин глубиной более 10 метров влага, выделяющаяся за счет охлаждения воздуха при прохождении по колонне бурильных труб, не достигая забоя, замерзает в бурильных трубах, что может, в целом, привести к осложнению буровых работ. Также трение твердосплавных коронок со стандартными продувочными каналами о мерзлую горную породу приводит к образованию сальников на колонковой трубе. Используемые для бурения твердосплавные коронки должны обеспечивать минимальные сопротивления воздуха в кольцевом зазоре между керном и колонковой трубой, на контакте торца коронки с забоем и в кольцевом зазоре между колонковой трубой и стенками скважины. Выполнение этих требований может быть обеспечено путем увеличения выхода резцов за корпус коронки и количества внутренних, наружных торцовых пазов.

Во избежание подобных осложнений в производственных условиях выполняют различные мероприятия, в том числе используют переделанные инструменты - коронки с расширениями, изготавливаемые, чаще всего, кустарным образом на местах, например, путем срезания сектора с резцами от стандартной коронки и последующего его накладывания сваркой на внешнюю сторону короночного кольца, при работе которых формируются увеличенные зазоры между буровым снарядом и стенкой скважины. Основными факторами, оказывающими существенное влияние на прочность и износостойкость породоразрушающего инструмента и эффективность разрушения горных пород, являются:

- форма породоразрушающего инструмента и геометрия его режущих элементов;
- параметры режимов бурения;
- характер и величина напряжений в резцах породоразрушающего инструмента;
- физико-механические свойства горных пород;
- прочностные характеристики армирующего материала;
- технология изготовления породоразрушающего инструмента.

Так параметры геометрии породоразрушающего инструмента, режимов бурения, динамики процесса разрушения горных пород оказывают влияние на величину и характер напряжений в режущих элементах буровых коронок, а, следовательно, и на эффективность разрушения горных пород. Торцевая часть коронки для бурения мерзлых крепких, абразивных горных пород должна иметь режущую кромку, позволяющую эффективно использовать неоднородное напряженное состояние породы и интенсивно разрушать ее преимущественно за счет деформаций скалывания и отрыва. Форма поперечного сечения резцов из композиционного материала должна быть восьмигранной. Породоразрушающий инструмент, оснащенный такими резцами, обеспечивает более высокую скорость бурения и меньшие энергетические затраты на разрушение породы по сравнению с прямоугольной, трапециевидной и полукруглой формами резцов.

Форма и геометрия коронки, оснащенной режущими элементами из композиционного материала, должны обеспечивать минимально-возможную площадь контакта резца с коронкой, максимально возможную площадь свободных поверхностей на забое скважины, позволяющую эффективно использовать неоднородное напряженное состояние породы за счет преобладания деформаций скалывания, растяжения и отрыва. Режущие элементы из композиционных материалов рекомендуются с углом

заострения 80° * 90° и передним отрицательным углом 15° * 20°. Корпуса коронок должны изготавливаться из стали с высокими прочностными характеристиками, имеющими коэффициент расширения близкий к коэффициенту расширения твердого сплава (ст.45, ст. 47, ст. 4ОХ). Исходя из изложенных рекомендаций нами предлагается буровая коронка оптимальной конструкции для бурения твердых пород с продувкой сжатым воздухом (рис. 1).

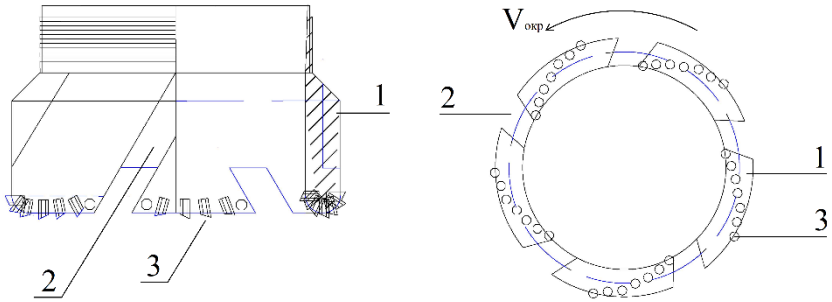


Рис. 1. Буровая коронка для бурения с продувкой воздухом. 1 – утолщенный корпус коронки; 2 – продувочные каналы; 3 – резцы восьмигранные.

Предлагаемая буровая коронка состоит из цельного толстостенного стального корпуса с увеличенными торцевыми продувочными окнами и боковыми канавками, необходимыми не только для условий бурения мерзлых пород, но и в связи с увеличением объема бурового шлама по сравнению со стандартными твердосплавными инструментами, из-за увеличения контактной поверхности резцов с горной породой и площади забоя скважины.

Резцы имеют веерное расположение в корпусе инструмента для эффективного разрушения грунтов и горных пород циклического нагружения породы при прохождении резцов по забою, с опережающим развитием зоны предразрушения, ослаблением поверхностного слоя забоя скважины и снижением энергоемкости разрушения мерзлых горных пород. Размеры резцов (по ширине) подбираются из условий полного перекрытия кольцевого забоя. Торец коронки полностью перекрывается, например, группой из семи резцов, устанавливаемых под разными углами, причем крайний наружный резец размещается выше от уровня остальных резцов внутри короночного кольца, образуя ступенчатое их расположение.

Известно, что ступенчатый забой в определенных условиях позволяет повысить общую скорость проходки за счет уменьшения площади фронтального разрушения породы инструментом и образования зоны предразрушения на ступенчатом забое.

Продувочные каналы расположены под углом по вращению породоразрушающего инструмента для интенсификации скорости потока сжатого воздуха и искусственного охлаждения за счет создания вихревого потока при вращении инструмента. Оптимальная скорость потока воздуха обеспечивается за счет увеличенного объема продувочных каналов и торцевых окон, что также улучшает охлаждение резцов при работе.

Цельнометаллический корпус коронки обеспечивает надежность устройства в целом и способствует увеличению ресурса службы резцов за счет массивной конструкции.

Веерное расположение резцов обеспечивает лучшую калибровку ствола скважины, а максимальные зазоры между колонковой трубой и стенками скважины, обуславливают хорошую очистку забоя скважины от шлама и предотвращают осложнения при бурении.

ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ КОЛОНКОВОГО БУРОВОГО СНАРЯДА ДЛЯ ПРОХОДКИ СКВАЖИН БОЛЬШОГО ДИАМЕТРА ПРИ РАЗВЕДКЕ РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В УСЛОВИЯХ КРИОЛИТОЗОНЫ

Егоров И.А.
Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск, igor.titr@gmail.com

Основными способами разведки россыпных месторождений в нашей стране являются ударно-канатное бурение скважин диаметром 6 или 8 дюймов буровыми станками БУ-20-2УШ, УБР-50ВУ и УБР-2М и бурение скважин колонковым способом твердосплавными коронками всухую с применением отечественных установок. По информации, получаемой при бурении скважин из шлиха или керна, определяются контуры месторождения и запасы полезного компонента. Однако, учитывая низкое качество и достоверность геологической информации, получаемой при бурении скважин малых диаметров ударно-канатным и колонковым

способом, возможно искажение данных о запасах полезного компонента и контура месторождения [1].

Для получения более качественной и достоверной геологической информации или при проведении разведочных работ на сложных россыпных месторождениях с крайне неравномерным распределением полезного компонента, а также в целях заверки ранее разведанных площадей бурением скважин малых диаметров проходят шурфы, как правило с сечением 1,25 – 1,5 м^2. Проходка шурфов в основном ведется буровзрывным способом с механическим бурением шпуров с помощью электросверел и с подъемом разрушенной породы с помощью ручных и электрических воротков на бадьях, а также на пожог-проморозку.

Проходка шурфов вышеперечисленными способами отличается высокой долей тяжелого ручного труда, проходчики как правило работают двумя сменами круглосуточно в любых погодных условиях, даже когда температура окружающей среды опускается до -50 °С.

Шурфопроходческие работы в основном ведутся в зимнее время года, после того как промерзнет почва. При проходке горных выработок на месторождениях криолитозоны, многолетняя мерзлота с одной стороны, сильно усложняет работу проходчиков, так как мерзлые породы, сцементированные льдом, по своим прочностным характеристикам приближаются к скальным породам, что затрудняет процесс проходки горных выработок. С другой стороны, влагонасыщенные мерзлые породы, отличаются высокой устойчивостью, благодаря которому, горные выработки, например, буровые скважины и шурфы можно проходить без обсадки и крепления, что в итоге заметно ускоряет и удешевляет выполнение данных работ.

Сооружение шурфов осуществляется практически на всех стадиях разведки россыпных месторождений: при геологической съемке, поисках, предварительной, детальной и эксплуатационной разведках [2].

Повысить производительность шурфопроходческих работ можно только путем комплексной механизации всех производственных процессов. Этого можно добиться заменой шурфопроходческих работ на бурение скважин большого диаметра с помощью буровых станков.

Требования к разрабатываемой технике и технологии бурения скважин большого диаметра обуславливаются сложными горно-геологическими

условиями залегания россыпных месторождений полезных ископаемых криолитозоны и сводятся к следующему:

1. Сечения скважин, при которых систематическая ошибка в подсчете средних содержаний по скважинам не превышает 5-10 %, определяются диаметром скважин в пределах 540-600 мм [1];

2. Объем извлекаемой пробы должен быть близким к теоретическому. Порода должна иметь минимальное нарушение структуры и измельчение. Способ отбора и извлечения пробы из определенного интервала скважины должен исключать разубоживания породой соседнего интервала [1];

3. Буровой инструмент должен обеспечивать бурение всей толщи рыхлых отложений практически любого литологического, петрографического и гранулометрического состава при сохранении высокого качества отбираемых проб и легко очищаться после каждого интервала опробования [1].

4. Буровой снаряд должен обеспечивать поинтервальное опробование скважин с величиной интервала от 0,2 метров;

5. Тепловое воздействие бурового процесса на мерзлый массив должно быть минимальным, так как влагонасыщенные дисперсные горные породы в мерзлом состоянии, сцементированные льдом, по прочностным характеристикам приближаются к скальным породам и могут выдерживать значительные нагрузки, но при положительных температурах их прочность резко падает [4].

По результатам проведенных исследований кафедрой технологии и техники разведки МПИ СВФУ им. М.К. Аммосова наиболее перспективным способом бурения скважин большого диаметра при разведке россыпных месторождений криолитозоны является вращательный способ бурения с применением колонковых буров с диаметром от 600 мм.

Вращательное бурение скважин большого диаметра колонковыми бурами отвечает всем вышеперечисленным требованиям и дает наилучший результат опробования образца горной породы с ненарушенной структурой в виде керна. Также следует отметить, что при колонковом бурении осевая нагрузка передаваемая буровой установкой породоразрушающему инструменту концентрируется на незначительной площади кольцевого забоя и реализуется более эффективно, чем при бурении скважин большого диаметра сплошным забоем.

Единственными недостатками бурения скважин большого диаметра колонковыми бурами при разведке россыпных месторождений криолитозоны являются проблемы с отрывом и удержанием выбуренного керна внутри колонковой трубы.

Одной из задач кафедры технологии и техники разведки МПИ СВФУ им. М.К. Аммосова является решением проблемы отрыва керна при колонковом бурении скважин большого диаметра и создание высокопроизводительного бурового снаряда для разведки россыпных месторождений криолитозоны.

Нами был получен патент на полезную модель РФ №178080 «Колонковый буровой снаряд для бурения скважин большого диаметра» (рис. 1.) суть которого заключается в решении проблемы отрыва и удержания керна внутри колонковой трубы.

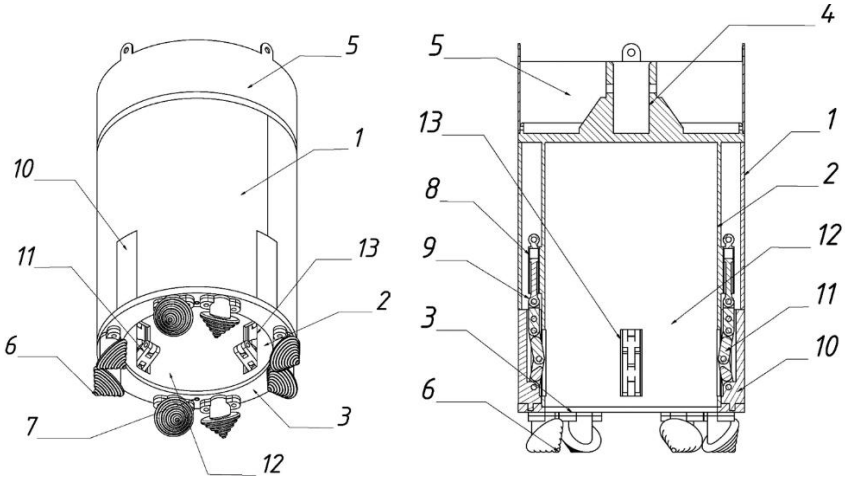


Рис. 1. Колонковый буровой снаряд для бурения скважин большого диаметра. 1 - внешняя стенка корпуса; 2 - внутренняя стенка корпуса; 3 - основание; 4 - переходник; 5 - открытая шламовая труба; 6 - породоразрушающие инструменты; 7 - продувочные сопла; 8 - гидроцилиндры двустороннего действия; 9 - штоки гидроцилиндров; 10 - корпус с направляющими пазами устройства для отрыва и удержания керна; 11 - устройства для отрыва и удержания керна; 12 - керноприемная камера.

Устройство работает следующим образом. От расположенного на поверхности вращателя бурового станка, через буровые штанги колонковый

бур приводится во вращение с приложением необходимой осевой нагрузки на забой, при этом, разрушенная в процессе бурения горная порода в виде шлама выдувается сжатым воздухом, подаваемым на забой через воздухопроводные каналы от компрессора буровой установки находящейся на дневной поверхности и поднимается наверх по кольцевому зазору между снарядом и стенками скважины, при этом крупные фракции шлама оседают в шламовой трубе, а мелкие выдуваются на дневную поверхность. В процессе бурения механизмы для скола и удержания керна находятся в закрытом положении.

После проходки необходимого интервала скважины, подача осевой нагрузки, крутящего момента и сжатого воздуха на колонковый бур прекращается и приводятся в действие расположенные по периметру в межтрубном пространстве корпуса бурового снаряда гидроцилиндры двустороннего действия, штоки гидроцилиндров при подаче масла через гидравлические рукава под воздействием образовавшегося давления внутри цилиндра выходят наружу и передают усилие на шарнирно соединенные со штоком механизмы скола и удержания керна, которые под воздействием передаваемого усилия раскрываются и внедряются в основание керна, в следствие чего производится его скол.

После отрыва керна, буровой снаряд вместе с выбуренным керном поднимают на дневную поверхность и включают гидроцилиндры двустороннего действия на обратный ход, перемещая таким образом механизмы для скола и удержания керна в исходное положение, а керн освобождается и выпадает из колонковой трубы. После извлечения керна буровой снаряд снова опускают в скважину, и цикл бурения повторяется.

Литература:

1. Брылин В.И. Бурение скважин на россыпи: Учебное пособие. – Томск: Изд. ТПУ, 2000. - 104 с.

2. Брылов С.А., Грабчак Л.Г., Добровольский Г.Б., Олейник В.В., Жиленко Н.П. Бурение шурфов и скважин самоходными и передвижными установками. Москва, «Недра», 1979. - 253 с.

3. Граханов С.А., Шаталов В.И., Штыров В.А., Кычкин В.Р., Сулейманов А.М. Россыпи алмазов России. Новосибирск: Академическое изд-во Гео, 2007. - 457 с.

4. Курилко А.С. Моделирование тепловых процессов в горном массиве при открытой разработке россыпей криолитозоны. - Новосибирск: Академическое издательство “Гео”, 2011. - 139 с.

ПРАКТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПО ПОДБОРУ И РАЗРАБОТКЕ РЕЦЕПТУРЫ РАСТВОРИТЕЛЯ ВЫСОКОВЯЗКИХ НЕФТЕЙ И ПРИРОДНЫХ БИТУМОВ

Иванов А.Г., Бердыев С.С., Федоров А.И.
Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск, iag-sakha@mail.ru

Одними из наиболее перспективных для организации добычи тяжелой нефти (ТН), мальт и асфальтов в восточной части Сибирской платформы являются южный и юго-восточный склоны Анабарской антеклизы. Разработка месторождений высоковязких нефтей и природных битумов в условиях криолитозоны при помощи растворителей является единственной альтернативой закачке пара, применение которого в многолетнемерзлых породах заведомо экономически неэффективно. Растворитель тяжелых нефтей и природных битумов должен:

1. быть относительно недорогим и в его составе обязательно должны присутствовать такие компоненты, как ароматические углеводороды и поверхностно-активные вещества (ПАВ), которые диспергируют асфальтены, смолы, парафины и другие высокомолекулярные соединения в нефти;
2. обладать достаточной вязкостью для равномерного внедрения в каверно-поровое-трещинное пространство породы и в то же время не осложняющим процесс извлечения из скважины углеводородного продукта;
3. предотвращать выпадение АСПО в пластовых и скважинных условиях.

Применение растворителей при добыче тяжелых нефтей и природных битумов в условиях криолитозоны имеет целью снижение вязкости и напряжения сдвига высоковязкой нефти, изменение ее тиксотропных свойств [1].

На текущий момент общим отрицательным свойством представленных реагентов является очень низкая вязкость. К примеру, вязкость нефтяного растворителя НЕФРАС А-130/150 при температуре 20˚С составляет всего 0,86 мПа·с.

Ряд существующих технологий добычи ТН и битумов включает в себя циклическую закачку растворителя в пласт, с дальнейшим периодом «пропитки» прискважинного пространства. Такие технологии достаточно

эффективны для достаточно однородных по своим фильтрационно-емкостным свойствам продуктивных пластов (песчаников), но в карбонатном порово-трещинно-кавернозном коллекторе при низкой вязкости растворителя возможны его избирательная фильтрация.

Установлено, что экономически эффективно использовать для разбавления высоковязкой нефти товарные нефтепродукты, легкую нефть или газоконденсат. По эффективности снижения вязкости они располагаются в следующем порядке: дизельное топливо→ керосин→газоконденсат, основным компонентом состава растворителя выбрано дизельное топливо. Для усиления эффекта растворения добавляют присадку из числа ароматических углеводородов, согласно технико-экономической целесообразности использования реагентов для добычи нефти на основе опытно-промышленных испытаний, проведенных СевКавНИПИнефть в качестве катализатора выбран ксилол [2]. В качестве загустителя предлагается использовать рапсовое масло. Структурные формулы жирных кислот растительных масел и углеводородов дизельного топлива подобны, сложные эфиры масел хорошо смешиваются с нефтепродуктами и дают стойкие смеси. Вязкость рапсового масла при 20°С составляет 70 мм^2/с, температура застывания -23°С. Рапсовое масло обладает пептизирующими свойствами, диспергируют агрегаты асфальтенов и предотвращают их агрегирование. Для создания эффекта «скользкой воды» вводится неионогенное ПАВ.

В соответствии с Методикой испытаний и подбора деэмульгаторов для промысловой подготовки нефти (РД-39-1-533-81) [3] были проведены следующие основные операции:

1. Подготовка эмульсии. Плотность 890 кг/м^3, вязкость 620 мм^2/с. Время выдержки до испытаний искусственной эмульсии составила 18 часов;

2. Подготовка испытуемого деэмульгатора. Деэмульгатор перед вводом в искусственную эмульсию растворили в смеси дизельного топлива и ксилола. Концентрация раствора деэмульгатора в итоге составила - 1г/50мл;

3. Перемешивание. Частота вращения вала мешалки 300 об/мин. при температуре -2º С. Масса пробы нефтяной эмульсии, используемой в единичном опыте – 150 г. При этом принят расчет на 10-80 г. растворителя/реагента на 1 т. эмульсии. Для тяжелых нефтей верхний предел доведен до 100-150 г/т.

4. Отстаивание. Продолжительность отстаивания после перемешивания составила 180 мин с замером параметра отстоя каждые 30 мин с начала отстаивания при температуре -2ºС.

5. Обработка результатов лабораторных испытаний. Определяемый параметр - снижение вязкости нефтяной эмульсии после обработки растворителем. Результаты лабораторных испытаний сведены в (табл. 1)

Таблица 1

Сравнительная эффективность реагентов

№	Активный реагент	t ºC	Расход реагента г/т	Время отстаивания, мин	Кинематическая вязкость нефтяной эмульсии после обработки растворителем, сСт
1	Дисолван 4422	-3	150	180	390
2	Дипроксамин-57	-3	150	180	210
3	Дисолван 4411	-3	150	180	370
4	Дисолван 4490	-3	150	180	410
5	ДС-РАС	-3	150	180	280
6	НКЧ	-3	150	180	605
7	СНПХ-44	-3	150	180	180

6. На основе данных о сравнительной эффективности испытаний деэмульгаторов выбран реагент №2 как наиболее подходящий по технологическим и экономическим параметрам.

На основе выявленных критериев выбора эффективного растворителя для использования в условиях криолитозоны и проведенных лабораторных испытаний предлагается рецептура растворителя, в состав которого входят ароматические углеводороды в качестве высокооктанового катализатора растворения, поверхностно-активные вещества, загустители и дизельное топливо в следующих пропорциях: рапсовое масло – 60%, дизельное топливо – 30%, ксилол нефтяной – 5%, дипроксамин – 5%.

Для определения физико-химических свойств предлагаемого состава в 240 мл рапсового масла было добавлено 120 мл дизельного топлива, 20 мл нефтяного ксилола и 20 мл раствора неионогенного ПАВ. Перемешивание состава проводилось при помощи электронного вискозиметра Модель 800. Плотность раствора определена с помощью ареометра, вязкость и напряжение сдвига - электронным вискозиметром, измерения проведены при температуре 20°С, pH раствора определен микропроцессорным портативным pH-метром. Физико-химические свойства состава приведены в (табл. 2).

Таблица 2

Физико-химические свойства предлагаемого состава

Вещества (концентрация, %)	Плотность, кг/м^3	Вязкость, мм^2/с	Напряжение сдвига, дПа	pH	t замерзания
Дизельное топливо (20,0) Ксилол (5,0) Масло рапсовое (60,0) Неионогенные ПАВ (5,0)	870	58	10 сек – 44 10 мин – 48	9,7	Ниже -40 ºС

Повышенная вязкость растворителя благоприятно скажется на вытеснении нефти из трещинно-порово-кавернозных коллекторов, позволит значительно выровнять фронт вытеснения нефти, а также доотмыть оставшуюся высоковязкую нефть. Наличие в разработанном растворителе ксилола позволит достаточно эффективно диспергировать и растворять асфальтены. С учетом ориентированности на эксплуатацию при отрицательных температурах в толще многолетнемерзлых пород введение дизельного топлива снижает температуру загустевания до -20˚С.

Литература:

1. Mokrys I., Butler R. The rise of interfering solvent chambers: solvent analog model of steam-assisted gravity drainage // Journal of Canadian Petroleum Technology. – 1993. – Т. 32. – №. 3.

2. Химические реагенты для добычи нефти - Москва “Недра” -1986 - 81-84стр.

3. Методика испытаний и подбора деэмульгаторов для промысловой подготовки нефти (РД-39-1-533-81).

БУРОВАЯ КОРОНКА С ВЕРТИКАЛЬНЫМ КОНИЧЕСКИМ ШТИФТОВЫМ ЗАЖИМОМ РЕЗЦОВ

Иванов И.И., Ермаков С.А.

Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН, г. Якутск,

ivan_i.i.i@mail.ru

На сегодняшний момент наиболее известными способами крепления резцов к буровым породоразрушающим инструментам являются

механическое крепление и пайка. Однако, на практике геологоразведочного бурения в кольцевых буровых коронках крепление резцов осуществляется исключительно лишь пайкой, хотя информация о возможности использования механического крепления в буровых коронках имеется в разных литературных источниках, исследованиях, а также в патентных разработках.

Практика применения буровых коронок с креплением резцов исключительно пайкой, а также анализ описанных в литературных источниках и в патентных разработках о возможных способах крепления резцов в буровых породоразрушающих инструментах механическим способом выявляют преимущества и недостатки каждого отдельного способа [1, 2]. Исследования и анализы этих преимуществ и недостатков показывают, что основные требования к способам крепления резцов буровых коронок можно кратко обозначить как компактность, надежность и разъемность. Однако в настоящее время не существует одновременно отвечающего этим требованиям способа крепления. В связи с вышесказанным, представляется актуальной и обоснованной постановка задачи разработки нового способа крепления, отвечающего этим требованиям.

Ряд авторов некоторых работ и исследований предлагают решить данную задачу путем применения комбинированного способа крепления породоразрушающих резцов к буровой коронке - сваро-клинового [1, 2]. В основном, общий принцип такого способа крепления заключается в креплении самого резца в паз коронки за счет механического зажима в виде клина, а возможное расклинивание самого клина во время механических напряжений в корпусе коронки устраняется путем закрепления клина к корпусу коронки сваркой или пайкой. При таком способе крепления резцов к буровой коронке максимально уменьшается термическое воздействие на месте соединения резца с коронкой, уменьшаются возможные разъединения механических узлов. Достоинством коронки является возможность переустановки резцов на новые, посредством расклинивания и последующего заклинивания, что повышает ресурс отработки коронки. Недостатком данной коронки является применение сварки для предотвращения расклинивания клина, в результате которой появляются сложности и лишние объемы работ при переустановке резцов в момент расклинивания и последующего заклинивания.

Поставленную проблему предлагается решить разработкой кольцевой буровой коронки с исключительно механическим способом крепления

породоразрушающих резцов к корпусу с более совершенной технологией крепления, повышающей надежность механического крепления пластин-резцов в буровой коронке при минимальном количестве составных деталей крепления, а также упрощающей технологические операции при обслуживании.

Буровая коронка со штифтовым зажимом резцов (рис. 1) включает корпус с совместно изготовленными коническими штифтами, и корончатое кольцо, в котором выполнены радиально по вертикали ориентированные сквозные прямоугольные пазы под скважино- и кернообразующие пластины-резцы и ответные сквозные отверстия под конические штифты с боковым пропилом во внутреннюю или внешнюю поверхность резания.

Особенностью коронки в отличие от известных аналогов является выполнение зажимных конических штифтов с корпуса коронки по вертикали, в виде «зубьев», в котором конические штифты выступают одним цельным телом с корпусом коронки. При таком варианте коронки обеспечивается двойное крепление: выступающие с корпуса коронки конические вертикальные штифты соединяют корпус коронки с корончатым кольцом, одновременно обеспечивая крепление пластин-резцов в корончатом кольце за счет их зажима через промежуточные стенки.

Таким образом, сочетание этих особенностей дает предлагаемой буровой коронке технический результат в виде следующих преимуществ над аналогами: простота сборки и разборки, уменьшение технологических операций при обслуживании коронки; повышение жесткости корпуса коронки; повышение надежности крепления пластин-резцов при минимальном количестве составных деталей крепления.

Буровая коронка состоит из корпуса 1, корончатого кольца 2, керно- и скважинообразующих резцов 3 и 4, установленных в прямоугольные пазы в корончатом кольце, соответственно, 5 и 6, и прижимных конических штифтов, изготовленных совместно с корпусом коронки 7, и установленных в конические пазы в корончатом кольце 8. Для создания условия и равномерности усилия зажима резцов от вертикальных конических штифтов в пазах под клинья в корончатом кольце выполнены разгрузочные пропилы для скважинообразующих и кернообразующих резцов, соответственно 9 и 10 (рис. 1).

В корончатом кольце прямоугольные пазы имеют вертикальное расположение, при этом установленные в пазы пластины-резцы выступают

к внутренней и внешней цилиндрическим поверхностям резания под прямым углом. Внедрение в горную породу пластин-резцов осуществляется благодаря заточке самих пластин и их установке передней поверхностью навстречу вращению коронки.

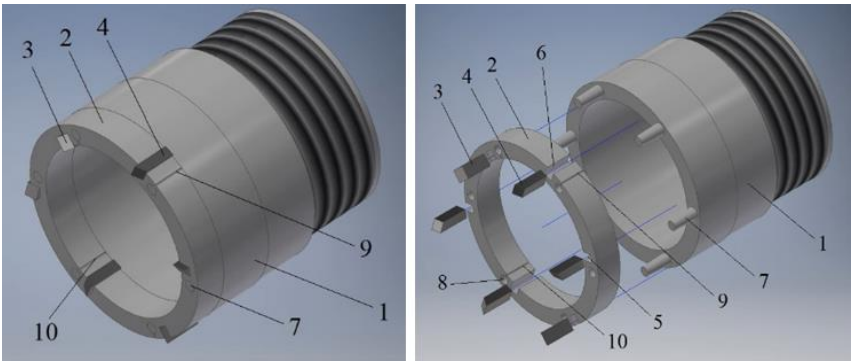


Рис. 1. Буровая коронка с вертикальным коническим штифтовым зажимом резцов: 1 – корпус коронки; 2 – корончатое кольцо; 3 – кернообразующий резец; 4 – скважинообразующий резец; 5 – паз под кернообразующий резец; 6 – паз под скважинообразующий резец; 7 – конический штифт; 8 – конический паз под штифт; 9-10 – боковые пропилы.

Кольцевая буровая коронка работает следующим образом. При вращении, передаваемом от става бурового станка, коронка при соприкосновении с забоем скважины разрушает его за счет внедрения в породу острых углов пластин-резцов 3 и 4. По мере изнашивания пластин-резцов предусматривается переустановка пластин-резцов на неизношенные кромки или замене изношенных, производится расклинивание корончатого кольца 2 от вертикальных штифтов с корпуса коронки 7 и вынимается пластина-резец из паза. Затем после установки пластин-резцов на новые режущие кромки или их полной замены на новые, корончатое кольцо обратно соединяют запрессовкой с корпусом коронки. При этом созданные в конических пазах 7 от вертикального конического штифта радиальные силы передаются промежуточной стенке, которая зажимает пластину-резец в соответствующем пазе (рис. 2).

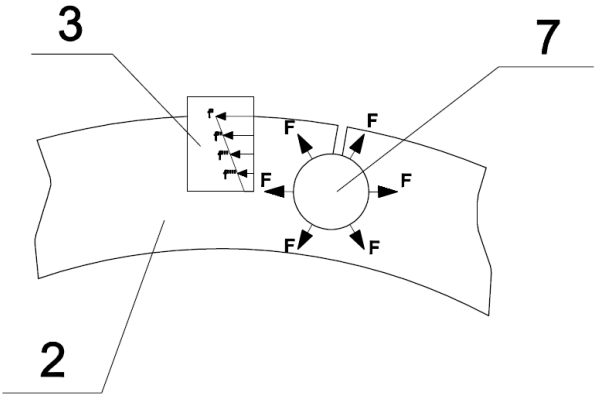


Рис. 2. Схема зажима коническим штифтом скважинообразующего резца: 2 – корончатое кольцо; 3 – скважинообразующий резец; 7 – конический штифт

Таким образом, благодаря осуществлению вертикальными штифтами с корпуса коронки функции зажима пластин-резцов и одновременно соединения с корончатым кольцом появилась возможность уменьшить количество сквозных радиальных пазов, составных элементов крепления резцов, что повышает жесткость корпуса коронки. При данном механическом способе крепления пластин-резцов полностью исключается применение пайки и сварки, что способствует исключению внутренних термических напряжений влияющих на прочность резцов, а также дает возможность применять резцы из других труднопаяемых материалов. В свою очередь за счет возможности изменения угла скоса конических штифтов появляется возможность управлять усилием зажима.

Литература:

1. Патент РФ №2588524, E21B10/48 . Буровая коронка с клиновым соединением резцов / Л.Н. Федоров, С.А. Ермаков; заявитель и патентообладатель Учреждение Российской академии наук Ин-т горн. дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН. - №2014128065; заявл., 08.07.2014**;** опубл. 27.06.2016. БИ №18.

2. ПМ. №172467 Российская Федерация, МПК E21B 10/48 (2006.01) Буровая коронка с промывочным каналом на приварном клине / Фёдоров Л.Н.; заявитель и патентообладатель Федер. гос. бюдж. учреждение науки, Инс-т горн. дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН. - №2016151096/03; заявл. 23.12.2016; опубл. 11.07.2017 Бюл. № 20

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЦЕССА РАСТВОРЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ПАРАФИНА В РАЗЛИЧНЫХ РЕАГЕНТАХ ПРИ НИЗКИХ ТЕМПЕРАТУРАХ

Иванова И.К.[1,2], Корякина В.В.[2], Семенов М.Е.[2]
1 – Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск, iva-izabella@yandex.ru
2 – Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск, kvladilina@mail.ru, xotoy_82@mail.ru

Проблемы разработки нефтяных месторождений Восточной Сибири тесно сопряжены с вопросами решения задач удаления асфальтосмолопарафиновых отложений (АСПО). Интенсификация процессов осаждения высокомолекулярных соединений нефти в виде отложений на поверхности нефтедобывающего оборудования и в стволах скважин при добыче нефтей на этих территориях обусловлены влиянием толщи многолетней мерзлоты и низкотемпературными климатическими условиями. В борьбе с АСПО применяются различные методы как физические – термическое воздействие, воздействие ультразвуковым или магнитным полем, так и химические – использование присадок, ПАВ, ингибиторов и растворителей. Традиционным считается использование углеводородных (УВ) растворителей в виде добываемых на конкретном месторождении газового конденсата или бензина, а также композиций на их основе. Так, на Иреляхском газонефтяном месторождении (ГНМ) (Республика Саха (Якутия)) для очистки нефтепромыслового оборудования от АСПО используется газовый конденсат, который добывается на этом же месторождении. В составе этого конденсата преобладают алкановые УВ, а ароматические и нафтеновые находятся в подчиненных количествах. Как показал опыт его применения [2], при помощи этого растворителя полностью очистить оборудование от АСПО не удается. Это объясняется тем, что АСПО являются сложной дисперсной системой, представленной в основном парафинами, смолами и асфальтенами, которые растворяются в той или иной мере в УВ растворителях в соответствии со своей природой и свойствами растворителя. Парафины лучше растворяются в парафиновых УВ, смолы - в парафиновых, нафтеновых и ароматических УВ, а асфальтены растворяются только в ароматических УВ. В связи с этим, в данной работе приведены результаты исследования влияния алифатических,

ароматических и нафтеновых УВ на кинетику растворения парафиновых отложений, что позволит разработать рекомендации по составлению рецептуры компонентного состава реагентов наиболее эффективных для удаления отложений парафина в условиях влияния многолетнемерзлых пород.

В качестве объектов исследования послужили АСПО – образцы, отобранные с поверхности насосно-компрессорных труб на Иреляхском ГНМ РС(Я)). Поскольку исследуемое АСПО относится к парафинистому типу [2], то в качестве базовой компоненты был выбран гексан и в дальнейшем исследовались композиции на его основе. В работах [1,3] показана возможность применения топохимической модели для описания кинетики растворения тяжелых нефтяных отложений. С использованием этой методики определены лимитирующие стадии процессов растворения (n), константы скоростей растворения (К), время за которое половина количества АСПО перейдет в раствор ($\tau_{1/2}$) и рассчитаны эффективные энергии активации (Еа) разрушения АСПО в исследуемых УВ системах (табл. 1). Для сравнения в этой таблице приведены данные по газовому конденсату, который в настоящий момент используется на Иреляхском ГНМ, для удаления отложений.

Видно (табл. 1), что процесс разрушения АСПО в бинарных системах: парафинонафтеновой и парафиноароматической, а также в тройной парафинонафтеноароматической при разных температурах протекает как реакция первого порядка (n=1), т.е. скорость растворения АСПО в этих системах не ограничивается ни скоростью физико-химического взаимодействия на поверхности раздела фаз, ни диффузией. В газовом конденсате и гексане при 10°С этот процесс является диффузионно контролируемым (n<1), но при их нагреве до 25°С и выше, процесс переходит из диффузионного режима в кинетический (n>1). Установлено, что при добавлении к гексану по отдельности циклогексана и бензола увеличивается константа скорости растворения, что можно объяснить увеличением растворяющей способности бинарных композитов по отношению к асфальтосмолистым веществам (АСВ). Кроме этого, обнаружен положительный синергетический эффект действия тройного растворителя на АСПО – $\tau_{1/2}$ имеет невысокие значения, константы скоростей на порядок больше по сравнению с бинарными и процесс характеризуется более низким значением эффективной энергии активации. Исследования кинетики разрушения АСПО при более высоких.

Таблица 1

Кинетические параметры растворения АСПО в различных углеводородах в интервале температур от 10 до 60°С

Модель		n	K, мин$^{-1}$	$\tau_{1/2}$, мин	Еа, кДж/моль
Образец	t, °С				
АСПО+ Газовый конденсат	10	0,50±0,04	8,45*10^{-5}	-	292,60
	25	1,25±0,08	4,42*10^{-2}	15,68	
	40	0,97±0,05	1,22*10^{-1}	5,70	
АСПО+ Гексан	10	0,84±0,04	1,43*10^{-2}	-	57,5
	25	0,97±0,03	4,89*10^{-2}	14,17	
	40	1,40±0,03	1,81*10^{-1}	3,83	
	60	1,74±0,11	2,97*10^{-1}	2,33	
АСПО+ Гексан+ Циклогексан (1:1)	10	0,94±0,03	5,23*10^{-2}	13,25	52,0
	25	1,01±0,06	1,59*10^{-1}	4,36	
	40	1,07±0,05	2,34*10^{-1}	2,99	
	60	1,13±0,16	3,81*10^{-1}	1,66	
АСПО+ Гексан+ Бензол (1:1)	10	0,99±0,07	3,10*10^{-2}	22,36	31,6
	25	1,05±0,13	6,10*10^{-2}	11,36	
	40	1,04±0,11	1,53*10^{-1}	4,53	
	60	1,13±0,16	3,47*10^{-1}	2,00	
АСПО+ Гексан+ Циклогексан+Бензол (1:1:1)	10	1,05±0,03	7,28*10^{-2}	9,52	24,5
	25	0,94±0,06	1,23*10^{-1}	5,64	
	40	1,29±0,11	3,58*10^{-1}	1,94	
	60	1,08±0,12	1,18	0,59	

Установлено, что синергизм ароматических и нафтеновых добавок в алифатическом растворителе зависит от температуры. В (табл.2) приведены значения соотношений констант скоростей растворения АСПО в различных реагентах относительно этого процесса в гексане при разных температурах.

Видно, что добавление циклогексана и бензола к гексану, как по отдельности, так и вместе, приводит к увеличению константы скорости растворения, причем этот эффект ярче проявляется при низких температурах. Следовательно, для удаления парафинистого АСПО Иреляхского ГНМ при сезонных температурах эксплуатации скважин можно рекомендовать парафинонафтеноароматические растворители.

Таблица 2

Значения соотношений констант скоростей растворения АСПО в различных УВ относительно гексана

t, °C	**Модели**		
	АСПО + Гексан + Циклогексан (1:1)	АСПО + Гексан + Бензол (1:1)	АСПО + Гексан + Циклогексан + Бензол (1:1:1)
10	3,7	2,2	4,8
25	3,3	1,2	3,0
40	1,3	0,85	2,0
60	1,3	1,2	4,0

Работа выполнена при финансовой поддержке со стороны Минобрнауки России в рамках выполнения базовой части государственного задания проект 10.7697.2017/ВУ "Организация проведения научных исследований".

Литература:

1. Иванова И.К., Рыкунов А.А. Изучение процесса растворения асфальтосмолопарафиновых отложений с позиций формальной кинетики // Нефтяное хозяйство. 2010. №11. С. 108-110.

2. Иванова И.К., Шиц Е.Ю. Использование газового конденсата для борьбы с органическими отложениями в условиях аномально низких пластовых температур // Нефтяное хозяйство. 2009. №12. С. 99 – 101.

3. Иванова И.К., Шиц Е.Ю. Кинетические параметры процесса растворения асфальтосмолопарафиновых отложений (АСПО) в некоторых углеводородных растворителях // Химия в интересах устойчивого развития. 2010. №6. Т. 18. С.735-739.

К ТЕОРИИ УДАРНОГО РАЗРУШЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

Иудин М.М.

Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск, mmi_52@mail.ru

Энергия удара буровой коронки в момент касания с горной породой расходуется на создание напряженного состояния способного разрушить минеральный скелет. Зона разрушения горной породы будет определяться

соотношением максимальных напряжений и прочностных свойств. После удара напряжения в горной породе должны мгновенно вернуться на прежний уровень или сформировать неравномерное поле напряженного состояния в горных породах вокруг забоя шпура. Также должно измениться и прочностное состояние горных пород [1]. Данное представление является классическим в теории удара при бурении шпуров. В момент удара буровой коронки на поверхности породы образуется зона сжатия. Следовательно, чем больше прочность горной породы на сжатие, тем больше требуется энергия удара для разрушения породы.

При ударно-поворотном способе бурения шпуров и скважин минимизация деформаций сжатия в горной породе приведет к уменьшению энергоемкости процесса бурения, что может повысить механическую скорость бурения за счет эффективного разрушения горной породы [2]. Для достижения данного механизма разрушения породы предлагается изменить конструкцию буровой коронки с тем, чтобы разрушающий инструмент имел возможность внедряться в породу на разные глубины, тогда появляется эффект скола в забое шпура. Горные породы при таком режиме разрушения имеют значительно меньшие пределы прочности, чем на сжатие, и требуется меньше энергоемкость процесса бурения шпуров. Если перейти на такой режим бурения шпуров, то можно увеличить механическую скорость бурения и сократить время на обуривание шпуров в проходческом цикле.

При соударении ударника с хвостовиком буровой штанги формируются волны деформаций [3]. Количество передачи энергии удара к породе зависит от свойств горной породы, конструкции инструмента и буровой коронки. В статье [3] получена формула для расчета коэффициента передачи энергии удара в породу:

$$K_n = \frac{4C_{yd}C_n}{\left(C_{yd} + C_n\right)^2}, \qquad (1)$$

где $C_{yd} = S_{yd}\sqrt{E_{yd}\rho_{yd}}$ - ударная жесткость поперечного сечения ударника; ρ_{yd} – плотность материала ударника; E_{yd} – модуль упругости материала ударника; S_{yd} – площадь поперечного сечения ударника;

$C_n = S_k\sqrt{E_n\rho_n}$ - ударная жесткость площади контакта инструмент-порода; ρ_n – плотность горной породы; E_n – модуль упругости горной породы; S_k – площадь контакта инструмент-порода.

Авторы утверждают, что параметры волны деформаций, прошедшей в породу, определяются величиной ударной жесткости горной породы. Если посмотреть на структуру записи ударной жесткости породы, то видно, что чем больше величина модуля упругости породы, тем больше ударная жесткость самой породы, что правомерно с позиций геомеханики.

Снижение модуля упругости горных пород в зоне трещиноватости породного массива можно оценить по формуле [4]:

$$E_T = \frac{E_O}{1+\psi \cdot M_T}, \qquad (2)$$

где E_T – модуль деформации горных пород в трещиноватом массиве; E_O – модуль упругости породы в монолитном состоянии; ψ – определяется соотношением δ/ζ; M_T – модуль трещиноватости горной породы; δ – ширина раскрытия трещины; ζ – относительная площадь фактического касания шероховатых поверхностей трещины, практически равняется 0,0003.

Если подставить формулу (2) вместо модуля упругости горной породы E_n, то получим зависимость ударной жесткости породы от модуля упругости трещиноватых горных пород. Тогда, с учетом уменьшения модуля упругости трещиноватых горных пород должно произойти уменьшение ударной жесткости породы и, следовательно, увеличится коэффициент передачи энергии удара в породу, что может привести к возрастанию объема разрушенных пород на забое шпура или скважины.

Таким образом, учет трещиноватости горных пород позволит управлять энергией ударной жесткости породы и минимизировать расход энергии удара при бурении шпуров в горных породах.

Литература:

1. Иудин М.М. К теории бурения шпуров перфораторами ударно-поворотного действия // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы VII Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 60-летию Института геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения РАН, 5 – 7 апреля 2017 г. Якутск: Издательский дом СВФУ. 2017. Т.2. С.555-558.

2. Реготунов А.С., Антонов В.А. Экспериментальное исследование режимов ударного бурения горных пород // Известия вузов. Горный журнал. 2015. №8. С.61 – 69.

3. Комиссаров А.П., Прокопович Г.В., Бахарева В.И. Повышение энергоэффективности машин ударного действия // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2016. №4. С.31-38.

4. Иудин М.М. Геомеханическая модель оценки механических свойств мерзлых горных пород в массиве // Вестник Якутского государственного университета. – Якутск: ЯГУ, 2008. – Т.5. - №2. – С.40-45.

ПРОЕКТИРОВАНИЕ ГИДРОТЕХНИЧЕСКИХ СООРУЖЕНИЙ ГОРНОДОБЫВАЮЩИХ ПРЕДПРИЯТИЙ В СЛОЖНЫХ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

Каймонов М.В.
Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН, г. Якутск,
gtf@igds.ysn.ru

Как известно более половины аварий, а также разрушений гидротехнических сооружений в первые два-три года эксплуатации в области распространения многолетнемёрзлых пород связаны с динамикой инженерно-геокриологических условий на участках их размещения [1, 2]. Изменения температурного режима оснований гидротехнических сооружений под отепляющим влиянием водохранилищ приводит к изменению физико-механических свойств грунтов, развитию негативных процессов в системе основание-сооружение, потере фильтрационной и далее статической устойчивости всего сооружения [1, 3]. Экстремальные климатические условия, сложная инженерно-геологическая обстановка, наличие криолитозоны предопределяют нетрадиционные конструктивные решения сооружений, особенности проведения строительных работ и режим эксплуатации сооружений.

Лед и замороженный грунт уже многие годы используется на Севере при строительстве гидротехнических сооружений (дамбы, плотины), которые могут эксплуатироваться длительное время [1, 4]. Ледяные и льдопородные сооружения являются самыми дешевыми, прочными и устойчивыми благодаря большому количеству аккумулированного в зимнее время атмосферного холода, запасов которого вполне достаточно для поддержания тела плотин (дамб) в замороженном, и, следовательно, устойчивом состоянии в теплый период года.

Водонепроницаемость и высокие прочностные качества ледогрунтового ядра позволяют во многих случаях отказаться от устройства шпунтов, диафрагм и других, принятых в гидротехнике (вне зоны вечной мерзлоты) противофильтрационных элементов, которые почти всегда плохо работают в северных условиях [1-3]. Формирование ледогрунтового ядра в теле плотин может происходить как за счет естественного промерзания грунтов, так и в результате искусственного промораживания.

Настоящая работа содержит результаты моделирования теплового режима дамб и плотин горнодобывающих предприятий криолитозоны.

Цель прогнозных теплотехнических расчетов – выяснить динамику температурного поля дамбы (плотины), ее основания и прилегающего участка водохранилища в период его эксплуатации вплоть до наступления стационарного установившегося режима, как основы статической и фильтрационной устойчивости сооружения.

Задача может быть сформулирована следующим образом. Начальное распределение температуры, влажности в теле, основании дамбы и водохранилища, а также физико-механические и теплофизические свойства используемых грунтов известны (приведены в проекте).

В теле и основании возведенной дамбы и на дне водохранилища под влиянием теплообмена с атмосферным воздухом (гребень, правый и левый откосы), а так же с водой (постоянно или периодически покрывающаяся водой поверхность откосов дамбы и дно водохранилища) и грунтами основания происходит формирование определенного температурного режима. В основании дамбы и на дне водохранилища естественный температурный режим грунтов изменяется в соответствии с новыми условиями теплообмена.

При разработке математической модели исследуемого процесса приняты следующие упрощающие допущения [3]:

1. Теплообмен на поверхности дамбы (гребень, правый и левый откосы) и массива горных пород с атмосферным воздухом определяется по закону Ньютона с коэффициентом теплообмена α.

2. Результирующую лучистого теплообмена (солнечную радиацию) контактного слоя определяем по формуле радиационного баланса земной поверхности (Q_R).

3. Фильтрация воды в теле дамбы и ее основании отсутствует.

4. За время эксплуатации дамбы ее геометрические размеры, а так же физические и теплофизические свойства грунтов не изменяются.

Разработана методика численного расчёта температурного состояния системы дамба-основание-водохранилище при различных режимах её эксплуатации [3, 6-8]. На (рис. 1 и 2) представлены результаты расчётов для дамб различного размера при периодическом заполнении и опорожнении водохранилища в процессе его эксплуатации по горно-техническим условиям отработки месторождения.

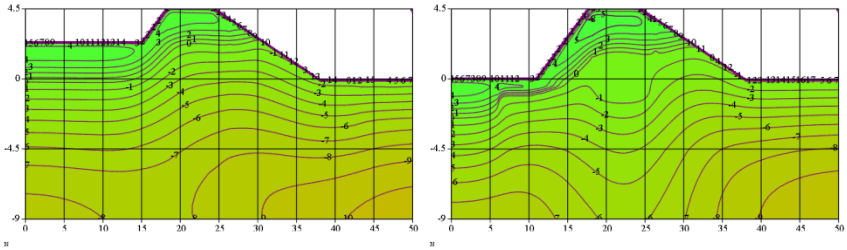


Рис. 1. Изолинии температур на 1 октября в теле дамбы, ее основании и массиве горных пород после спуска воды из водохранилища в 1-й год эксплуатации.

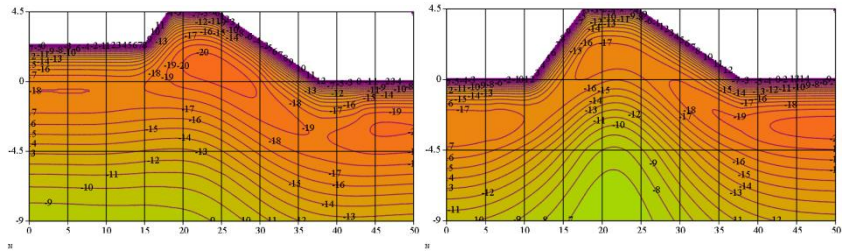


Рис. 2. Изолинии температур на 1 мая в теле дамбы, ее основании и массиве горных пород перед заполнением водой водохранилища во 2-й год эксплуатации.

Применение описанных разработок позволяет оценить риски, возникающие при эксплуатации водохранилищ в сложных геокриологических условиях и гарантировать надёжную работу гидротехнических сооружений.

Рекомендованы инженерные мероприятия по регулированию температурного режима системы дамба-основание-водохранилище необходимые для обеспечения эксплуатационной надёжности гидротехнических сооружений горнодобывающих предприятий криолитозоны.

Литература:

1. Чжан Р.В. Температурный режим и устойчивость низконапорных гидроузлов и грунтовых каналов в криолитозоне. – Якутск: Изд-во ИМЗ СО РАН, 2002. – 208 с.

2. Демченко Т.В., Кривоногова Н.Ф., Кривощеков В.С., Щербаносов В.Н. Гидроузлы Чукотки: инженерно-геокриологические условия. – Магадан: ЧФ СВКНИИ ДВО РАН, 2005. – 112 с.

3. 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.

4. СНиП 2.06.05-84*. Плотины из грунтовых материалов. – М., 1991. – 49 с.

5. Соболь С.В., Горохов Е.Н., Соболь И.С., Ежков А.Н. Исследования для обоснования проектов малых водохранилищ в криолитозоне // Изв. вузов. Строительство. – 2005. – № 9. – С. 29-31.

6. Каймонов М.В., Киселёв В.В., Курилко А.С., Краюшкин С.А. Теплофизические аспекты строительства и эксплуатации полууглублённых прудов-отстойников карьеров криолитозоны // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). – 2016. – № S21. – С. 409-417.

7. 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.

8. 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.

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ СОЛЕОТЛОЖЕНИЙ В ДОБЫВАЮЩИХ СКВАЖИНАХ ПРИ ИСПОЛЬЗОВАНИИ МЕТАНОЛА В КАЧЕСТВЕ ИНГИБИТОРА ГИДРАТООБРАЗОВАНИЯ

Калачева Л.П., Соловьева С.А.

Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск,

soloveva-sardana@mail.ru

Одной из причин выхода из строя технологического оборудования добывающих скважин является солеотложение, наблюдаемое в фонтанной арматуре, шлейфах, сепараторах на УКПГ, что приводит к частым остановкам для ремонта и замены оборудования.

Основными факторами, влияющими на солеотложение, являются снижение пластового давления и температуры в процессе отбора газа из скважины и смешение минерализованных пластовых вод с метанолом, применяемого в качестве антигидратного ингибитора при эксплуатации скважин в условиях низких пластовых температур. При смешивании минерализованных пластовых вод с метанолом происходит обрастание труб солевыми отложениями, представленными, в основном, солями щелочных

и щелочноземельных металлов. Это объясняется тем, что молекулы метанола активно присоединяют молекулы воды, в результате чего солевой раствор становится перенасыщенным, и из раствора начинают выпадать кристаллы солей.

Таблица 1

Изменение массовой концентрации метанола при смешении с раствором хлорида кальция и возможность солеотложения

Концентрация ВМР, % масс.	Масса ВМР, кг	Масса р-ра $CaCl_2$, кг	ω (CH_3OH) в смеси, % масс.	Масса осадка, г
85	5	0,1	83,84	0
	5	0,5	79,52	0
	5	5	50,34	278,25
	5	10	35,76	1086,1
90	5	0,1	88,78	0
	5	0,5	84,20	0
	5	5	53,30	311,10
	5	10	37,85967	1118,9
95	5	0,1	93,71	0
	5	0,5	88,88	0
	5	5	56,26	343,95
	5	10	39,96	1151,8
100	5	0,1	98,64	0
	5	0,5	93,56	0
	5	5	59,22	376,80
	5	10	42,07	1184,6

Нефтяные и газовые месторождения Якутии характеризуются низкими пластовыми давлениями и температурой, высокоминерализованные пластовые воды относятся к хлоридно-кальциевому типу. Например, пластовая вода Среднеботуобинского месторождения при общей минерализации 399,1 г/л содержит 102,820 г/л катионов кальция, 19,668 г/л магния и 6,360 г/л натрия [1]. С повышением концентрации метанола в водометанольной смеси растворимость солей уменьшается. Растворимость $CaCl_2$ в растворах, содержащих 30 и 70% масс. метанола, составляет 17,8 и 12,5 г / 100 г водометанольного раствора (ВМР), соответственно [2]. А растворимость NaCl в тех же растворах, составляет 19,2 и 5,2 г, соответственно [3]. Следовательно, при высокой минерализации пластовой

воды закачка метанола в качестве ингибитора гидратообразования приводит к снижению растворимости солей в водометанольном растворе. При этом избыточное количество соли может выпадать в виде осадка.

Таблица 2

Изменение массовой концентрации метанола при смешении с раствором хлорида натрия и возможность солеотложения

Концентрация ВМР, % масс.	Масса ВМР, кг	Масса р-ра NaCl, кг	ω (CH_3OH) в смеси, % масс.	Масса осадка, г
85	5	0,1	83,84	0
	5	0,5	79,52	0
	5	5	50,34	643,8
	5	10	35,76	1145,5
90	5	0,1	88,78	0
	5	0,5	84,20	26,2
	5	5	53,30	728,3
	5	10	37,86	1253,3
95	5	0,1	93,71	0
	5	0,5	88,88	59,3
	5	5	56,26	809,0
	5	10	39,96	1357,8
100	5	0,1	98,64	0
	5	0,5	93,56	85,4
	5	5	59,22	885,3
	5	10	42,07	1459,2

Установлено, что при смешении с хлоридно-кальциевыми пластовыми водами уменьшается массовое содержание метанола в ВМР (табл. 1). При одинаковом соотношении воды и ингибитора или при увеличении объема выносимых пластовых вод происходит отложение солей. При взаимодействии ВМР с раствором хлорида натрия солеотложение начинается уже при небольших объемах пластовых вод, так как растворимость хлорида натрия меньше растворимости хлорида кальция (табл. 2).

Сопоставление данных (табл. 1 и 2) показывает, что масса осадка галита превышает массу осажденного хлорида кальция из-за небольшой растворимости хлорида натрия в ВМР. На основании полученных результатов можно предположить, что из многокомпонентной пластовой воды при смешении с ВМР преимущественно будет осаждаться галит.

Количество выпадающего осадка при взаимодействии метанола с хлоридно-натриевыми природными рассолами будет больше, чем при его взаимодействии с хлоридно-кальциевыми пластовыми водами. При смешении разных типов пластовых вод с ВМР солеотложение будет происходить при высокой концентрации растворов. Таким образом, на месторождениях с высокой минерализацией пластовых вод хлоридно-кальциевого типа метанол и его концентрированные растворы нецелесообразно использовать в качестве ингибитора гидратообразования во избежание солеотложений. Решением этой проблемы может стать применение водометанольных растворов.

Литература:

1. Воды нефтяных и газовых месторождений СССР: справочник / под ред. Л.М. Зорькина. - М.: Недра, 1989. – 382 с.

2. Коган В.Б. Справочник по растворимости. В 3 ч. Том II. Тройные и многокомпонентные системы. Книга 2 // В.Б. Коган, В.М. Фридман, В.В. Кафаров. – М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1963. – 1122 с.

3. Справочник химика. В 7 ч. Том 3. Химическое равновесие и кинетика. Свойства растворов. Электродные процессы. / под ред. Б.П. Никольского, В.А. Рабиновича. 2-е изд. – М.-Л.: Химия, 1965. – 1005 с.

ОСОБЕННОСТИ РАЗЛОЖЕНИЯ ГИДРАТОВ ПРИРОДНОГО ГАЗА, ПОЛУЧЕННЫХ В СЛАБОМИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ВОДАХ ГИДРОКАРБОНАТНО-НАТРИЕВОГО ТИПА

Калачева Л.П., Портнягин А.С.

Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск,

al220282@mail.ru

Выпадение техногенных газовых гидратов в оборудовании добычи, подготовки и транспорта газа является одной из основных проблем при добыче природного газа на Северо-Востоке России. Этой проблеме уделено достаточно много внимания [2], однако работы где в полной мере описывались бы процессы образования и разложения гидратов природного газа образованных из минеральных водных растворов крайне мало [4], тогда как техногенные газовые гидраты чаще образовываются в призабойной зоне, в стволах скважин, в шлейфах и внутрипромысловых коллекторах из минеральных и слабо минеральных пластовых и поддерживающих вод.

Наиболее широко исследованы процессы образования гидратов углеводородных газов из растворов хлоридов натрия и кальция разных концентраций [4], высокоминерализованные растворы которых по праву считаются ингибиторами гидратообразования, но помимо пластовых вод хлорнатриевого и хлоркальциевого типов, встречаются слабоминерализованные пластовые воды гидрокарбонатно-натриевого типа. В частности, на Средне-Вилюйском газоконденсатном месторождении, в пределах юрских отложений, пластовые минеральные воды относятся к водам гидрокарбонатно-натриевого типа (группа гидрокарбонатная, подгруппа натриевая), минерализация которых варьируется от 2,24 до 20,47 г/л [1], чья способность к образованию техногенных газовых гидратов природного газа мало изучена.

Таким образом, исследования процессов образования и разложения гидратов природного газа, образованных из водных растворов гидрокарбоната натрия, являются очень интересными и актуальными.

Для получения техногенных газовых гидратов были использованы модельные растворы гидрокарбоната натрия с концентрациями 2,5 (0,25), 5,01 (0,5), 10,06 (1) и 20,26 (2) г/л (%), и компримированный природный газ Средневиллюйского ГКМ.

В лабораторных условиях гидраты природного газа в растворах солей получали в статических условиях при температуре равной 278 ^{o}К, в специальных камерах высокого давления. Начальное давление газа в камерах, задавалось заведомо значительно выше равновесного давления образования гидратов природного газа из дистиллированной воды, для увеличения вероятности образования исследуемых гидратов, и составляло 7,5 МПа. Окончание процесса гидратообразования определялось по постоянству давления в камерах.

На (рис. 1), представлены кривые изменения давления природного газа вследствие образования гидратов.

Полученные кривые, не зависимо от концентрации используемого раствора гидрокорбоната натрия, можно разделить на 3 участка, соответствующим трем этапам гидратообразования. На начальном этапе происходит снижение давления внутри камер за счет сжимания природного газа, обусловленное снижением температуры внутри камер с комнатной температуры, до 278 К, этот этап занимает 4 - 5 часов от начала эксперимента. Далее на кривой следует участок, на котором наблюдалось значительное снижение давления газа - гидратообразователя, вследствии процесса интенсивного гидратообразования, начинающийся с пятого часа

от начала эксперимента и длящийся около 1,5 суток. На последнем продолжительном участке интенсивность изменения давления а, следовательно, и интенсивность гидратообразования снижается, вплоть до полной остановки.

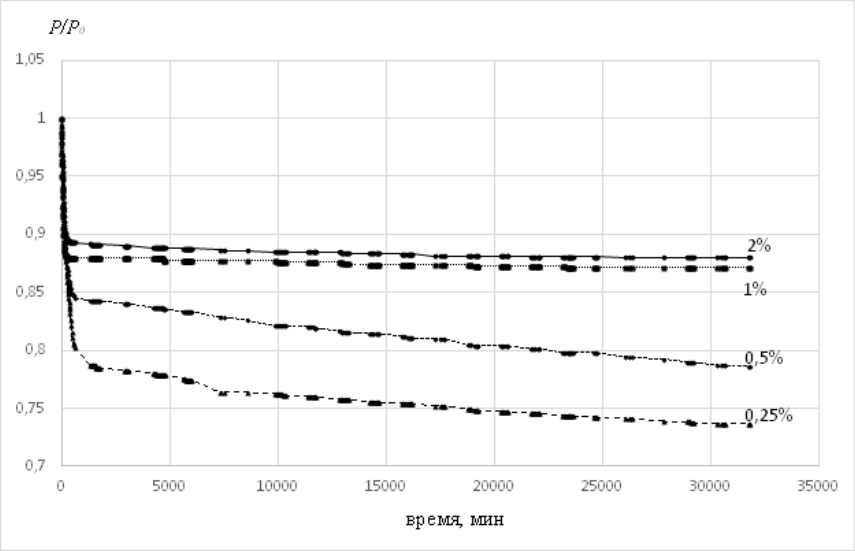


Рис. 1. Кривые газопоглощения при образовании гидратов природного газа в растворах гидрокарбоната натрия, нормированные на начальное давление

На (рис. 1) также видно, что полнота процесса гидратообразования, характеризуемая величиной изменения давления ($\Delta P = P_{начальное} - P_{конечное}$), зависит от концентрации растворов гидрокарбоната натрия, и уменьшается по мере увеличения концентрации применяемого раствора.

Гидраты, образованные природным газом в растворах гидрокарбоната натрия, представляют собой непрозрачные твердые вещества белого цвета, похожие на прессованный снег. По мере увеличения концентрации гидрокарбоната натрия в исходном растворе наблюдается тенденция к упрочнению надмолекулярной структуры гидратов. Так, если рост гидрата в 0,25% растворе гидрокарбоната натрия происходит во всем свободном объеме камеры и его форма сложена из множества сегментов нитевидной формы, то с увеличением концентрации растворов с 0,5% до 2% рост гидратов преимущественно наблюдается на поверхности металлических стенок камеры с уплотнением по мере приближения к ним.

Для изучения кинетических параметров процесса диссоциации гидратов и определения объема газа, заключенного в гидрат, проведено их разложение при двух температурах, равных 278 и 298 К по методике [3].

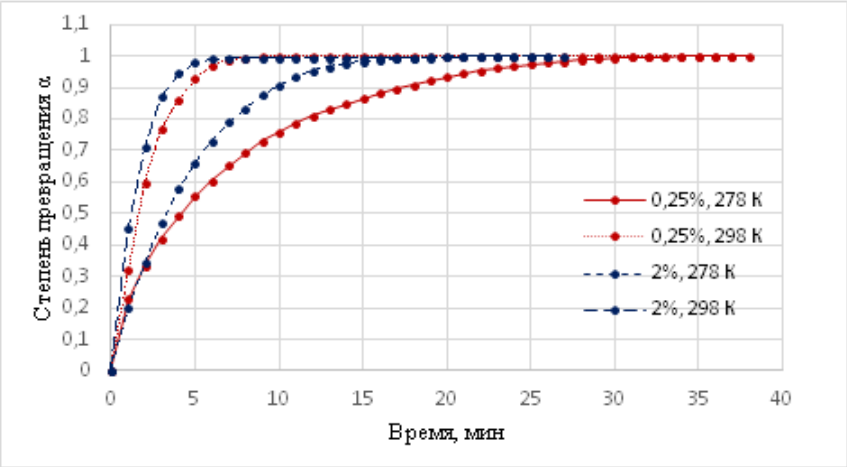


Рис. 2. Кинетические кривые разложения гидратов природного газа

На основании экспериментально определенного объема выделившегося при разложении гидрата газа, была найдена степень превращения α, как отношение объема газа, выделившегося к моменту времени t, к объему газа, выделившегося при полном разложении гидрата: $\alpha = V_t/V_\infty$. По полученным данным были построены кинетические кривые разложения гидратов природного газа (рис. 2).

На рисунке видно, что с увеличением концентрации гидрокарбоната натрия в исходном растворе, скорость разложения гидратов природного газа увеличивается, вследствие уменьшения времени разложения гидратов с 18 минут в 0,25% растворе до 10 мин в 2% растворе. Также видно, что с увеличением температуры разложения с 278 до 298 К, увеличивается не только скорость разложения гидратов, но и изменяется ход кривой, где период ускорения реакции разложения становится значительно короче периода замедления, в частности, 90% гидратов разлагается за 4÷6 мин.

Таким образом, установлено, что при температуре 278 К и давлении 7,5 МПа образуются устойчивые, прочные гидраты природного газа, образованные из слабоминерализованных растворов гидрокарбоната натрия, при этом процесс интенсивного гидратообразования занимает 30

часов. Выявлено, что полнота процесса гидратообразования зависит от концентрации исходного раствора, и с увеличением концентрации полнота процесса уменьшается. Показано, что с ростом концентрации исходного раствора скорость разложения гидратов природного газа увеличивается, а с увеличением температуры разложения гидратов возрастает интенсивность разложения гидратов, о чем свидетельствует сокращение периода ускорения реакции на кинетической кривой разложения.

Литература:

1. Воды нефтяных и газовых месторождений СССР // Справочник. под ред. Л.М. Зорькина. - М.: Недра. 1989. 382с.

2. Катаев К.А. Гидратообразование в трубопроводах природного газа / К.А. Катаев // Всероссийский журнал научных публикаций. 2011. № 1 (2). С. 22–23.

3. Семенов М.Е. Изучение кинетики разложения газовых гидратов / М.Е. Семенов, Л.П. Калачева, А.С. Шишкин // Наука и образование, № 4. 2007. С. 78-81

4. Тохиди Б. Газогидратные исследования в университете Хериот-Ватт (Эдинбург) / Б. Тохиди, Р. Андерсон, а. Мусоуди, Дж. Арджманди, Р. Бургасс, Дж. Янг // Российский химический журнал. 2003. Т. XLVII. №3. С.49-58.

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЦЕССА РАЗДЕЛЕНИЯ ВОДОНЕФТЯНЫХ ЭМУЛЬСИЙ МЕТОДОМ ГИДРАТООБРАЗОВАНИЯ

Корякина В.В.[1], Иванова И.К.[1,2], Семенов М.Е.[1]

1 – Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск,
koryakinavv@ipng.ysn.ru
2 – Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск

Гидраты природных газов — это кристаллические клатраты, имеющие переменный состав, образуются и устойчивы при низких температурах и высоких давлениях [3]. Эти соединения воды и газа существуют не только в природе, но и образуются техногенно. Среди всего кластера иследований газогидратов особо необходимо выделить изучение проблем по предупреждению и борьбе с гидратообразованием при освоении и эксплуатации нефтяных и газоконденсатных месторождений, которое может происходить при реакции попутного природного газа с эмульгированной в нефти водой [4]. Помимо борьбы с образованием гидратных пробок на промыслах существует и другая перспектива – использования этого явления в принципиально новых технологиях

совместной транспортировки нефти и газа, а также обезвоживания нефти [2,5].

Целью настоящей работы являлось исследование процесса разделения водонефтяных эмульсий при гидратообразовании.

Объектом исследования являлись гидраты природного газа, полученные в водных эмульсиях парафинистой нефти Иреляхского ГНМ РС(Я). Были использованы водонефтяные эмульсии с различными массовыми соотношениями нефтяной и водной фаз в широком концентрационном диапазоне: 20/80, 40/60, 60/40 и 80/20. Дистиллированную воду и нефть смешивали с помощью роторной мешалки (11000 об/мин) в течение 30 минут.

В качестве газа-гидратообразователя был использован природный газ Средневилюйского газоконденсатного месторождения (ГКМ) Республики Саха (Якутия), состав которого следующий, об. %: CH_4 – 92,87, C_2H_6 – 5,25, C_3H_8 – 1,21, *i*-C_4H_{10} - 0,12, *n*-C_4H_{10} – 0,12, N_2 – 0,38, CO_2 – 0,05.

Гидраты природного газа синетизровали в камерах высокого давления согласно работе [1]. Вымораживание эмульсий осуществляли в этих же камерах в аналогичном температурном режиме.

Были изучено распределение водных капель эмульсий по размерам до и после гидратообразования по цифровым микрофотографиям, полученным под оптическим микроскопом «Olympus BX 41». Объем водной фазы эмульсии, разделенной методами вымораживания и гидратообразования, были определены путем измерения объемов воды и нефти после отстаивания в делительной воронке.

Установлено, что при гидратообразовании происходит слияние некоторой доли капель воды с укрупнением их конечного диаметра после разложения гидрата (табл. 1). Следует отметить, что в высокообводненной эмульсии укрупнение капель воды при гидратообразовании происходит сильнее ввиду текстуры исходной эмульсии, в которой нефтяная составляющая формирует жесткий «каркас» между плотно расположенными каплями воды. Установлено, что в ходе гидратообразования в эмульсиях помимо укрупнения капель воды происходит разделение эмульсии на составляющие непрерывные фазы - водную и нефтяную (табл. 2), причем степень разделения фаз довольно высока и составляет более 95 об. % для высокообводненных нефтей. Для сравнения в таблице 2 приведены объемы воды, разделенных методом простого вымораживания эмульсий. Видно, что метод вымораживания по

сравнению с гидратообразованием менее эффективен, особенно в случае разделения эмульсий с низким содержанием воды.

Таблица 1

Среднечисленный (D_n) размер водных капель в эмульсиях различного состава до и после гидратообразования

Состав ВНЭ	До гидратообразования	После гидратообразования
	D_n, мкм	D_n, мкм
80 нефть : 20 вода	15,60±7,65	14,65±8,48
60 нефть : 40 вода	15,42±9,17	14,98±7,84
40 нефть : 60 вода	16,17±8,74	18,55±8,97
20 нефть : 80 вода	17,74±11,39	23,02±10,70

Таблица 2

Объем водной фазы ВНЭ, разделенной методами вымораживания и гидратообразования при одинаковых температурных режимах

Исходный состав ВНЭ	Метод разделения	
	Вымораживания	Гидратообразования
80 нефть : 20 вода	-	65
60 нефть : 40 вода	42	87
40 нефть : 60 вода	85	97
20 нефть : 80 вода	96	97

Таким образом, использование процесса гидратообразования в нефтяных эмульсиях приводит к более эффективному разделению фаз по сравнению с вымораживанием, что может служить основой для разработки газогидратных технологий обезвоживания нефтей непосредственно на промыслах.

Литература:

1. Koryakina V.V., Ivanova I.K., Semenov M.E., Rozhin I.I., Fedorova A.F., Shits E.Yu. Specific features of the growth, composition, and content of natural gas hydrates synthesized in inverted oil emulsions // Rus. J. Appl. Chem. 2017. – Vol. 90, Issue 8. – Pp. 1258-1264.

2. Lachance J. W., Sloan E. D., Koh C. A. Effect of hydrate formation/dissociation on emulsion stability using DSC and visual techniques // Chem. Eng. Sci. – 2008. – Vol. 63. – P. 3942-3947.

3. Sloan E.D., Koh C.A. Clathrate hydrates of natural gases. 3rd edition. London, New-York: CRC Press, Boca Rator, 2008. – 731 p.

4. Sum A.K., Koh C.A., Sloan E.D. Developing a Comprehensive Understanding and Model of Hydrate in Multiphase Flow: From Laboratory Measurements to Field Applications // Energy&Fuels. 2012. – Vol. 26, Issue 7. – P. 4046-4052.

5. Wolden M., Lund A., Oza N., Makogen T., Argo C.B., Larsen R. Cold flow black oil slurry transport of suspended hydrate and wax solids // Proc. of the 5th International Conference on Gas Hydrates (ICGH 2005). – Trondheim, Norway, 2005. – Vol. 4. – P. 1101-1106.

ДОБЫЧА МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ В БАССЕЙНЕ РЕКИ ВИЛЮЙ

Лебедев И.Ф.

Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН, г. Якутск,
igds@ysn.ru

На обширных пространствах регионов бассейна реки Вилюй известно широкое распространение россыпного золота, а также титановых минералов, гранатов, циркона, монацита и минералов платиновой группы. Если содержание золота принять порядка 50 мг/м^3, то его стоимость составит порядка 25% от общей стоимости сопутствующих полезных ископаемых.

Между тем, уже давно известно, что добыча, как в комплексе, так и в отдельности для каждого из полезных компонентов не рентабельно. На наш взгляд добычу минерального сырья следует совместить с добычей песчано-гравийной смеси (ПГС) для строительства дорог и вести его круглогодично. Таким образом, предлагаемая вниманию работа посвящена разработке технологии добычи минерального сырья совместно со строительством дорог.

Добыча ПГС для строительства дорог в Вилюйской группе районов заключается в следующем. В летне-осенний период производится заготовка галечного материала в виде терриконов. Зимой, добытый материал, транспортируется для отсыпки дорог. Перед наступлением весенних паводков ПГС, с целью сохранения от затопления, перебрасывается на высокую пойму. В весенне-летние месяцы транспортировка грунта продолжается. За годы работ установлено, что практически все они содержат полезные ископаемые, а в том числе и золото. Отметим, полезные компоненты полностью размещаются во фракции крупности менее 1 мм, а доля этой фракции в ПГС составляет 40 – 60%. Между тем для отсыпки

дорог нуждается, в первую очередь, гравий и галечник, а песок следует добывать на самом участке строительства полотна дороги. Отсюда следует, практически половина транспортного ресурса расходуется на транспортировку песка, который распространен в Вилюйской группе районов практически повсеместно.

В целом, способ заготовки запасов ПГС, принятый дорожниками, считаем вполне приемлемым, за исключением необходимости производства таких дополнительных операций, как дренаж и грохочение ПГС.

Дренаж ПГС с целью подготовки его к обогащению в зимний период, является одним из самых узких мест в рассматриваемой технологической цепочке. В случае недостаточного дренажа, влаги из терриконов происходит цементация обломков льдом. Поэтому, с целью повышения качества и ускорения процесса дренажа терриконы следует снабдить дренажными трубами. Они применяются, обычно, в мелиорации при осушении переувлажненных сельскохозяйственных угодий и представляют собой перфорированные трубы.

Дезинтеграция мерзлых пород является одним из важных процессов в разработке ПГС с одновременным обогащением ценных полезных ископаемых в условиях низких температур. Дренированные терриконы ПГС, представляют собой слабо или средне цементированные льдом ПГС. Способы их дезинтеграции могут быть самыми различными. К примеру, вполне приемлемо интенсивное «исхаживания» ПГС бульдозерами, в процессе подачи их на грохот, до применения специализированных дезинтеграторов в виде барабанов.

Процесс грохочения следует разделить на два этапа – среднее (предварительное) с крупностью 100 или 60 мм и тонкое с размерностью обломков 5 или 2 мм. Предварительное грохочение предполагается производить на традиционных вибрационных колосниковых грохотах. Многолетняя практика применения их зарекомендовала как надежные и высокопроизводительные установки.

Тонкое грохочение предполагается производить центробежным грохотом, разработанным в ИГДС СО РАН. [1]

Сепарацию материала, просеянного до класса крупности -5 или -2 мм, предлагается производить на пневмосепараторе ПОС-2000, полупромышленный образец которого был изготовлен в ОАО «ПО Усольмаш» г. Усолье-Сибирское Иркутской области [2].

Тонкое обогащение (доводку) промежуточного концентрата после ПОС-2000 предполагается производить в винтовом пневмосепараторе [3].

В винтовом пневматическом сепараторе принципиально меняется организация движения удаляемого песчаного потока и движущихся в накопитель тяжелых минералов. За счет этого сводится к минимуму столкновение противоположно направленных песчинок легких минералов с минералами высокой плотности, что повышает высокую степень извлечения и сокращения исходного материала.

Заключение

Применение предлагаемой технологии извлечения минерального сырья совместно с добычей песчано-галечной смеси позволит:

- Сократить примерно на 50% объем транспортировки ПГС.
- Организовать круглогодичную добычу минерального сырья в процессе добычи ПГС в Вилюйских регионах.

Литература:

1. Матвеев А.И., Григорьев А.Н., Лебедев И.Ф., Гаврильев Д.М. Патент № 64106. Центробежный грохот. Опубл. 27.06.07. Бюл. №18. С.799.

2. 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. Патент № 2167005, 7 В 07 В 7/08. Пневмосепаратор.

3. Филиппов В.Е., Лебедев И.Ф., Матвеев А.И., Григорьев А.Н. Патент № 2194581 7 В 07 В 7/08. Винтовой пневмосепаратор.

ИЗУЧЕНИЕ КАЧЕСТВА ДРОБЛЕНИЯ В АППАРАТЕ МНОГОКРАТНОГО УДАРНОГО ДЕЙСТВИЯ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ВЛАЖНОСТИ (ЛЬДИСТОСТИ) РУДЫ И ТЕМПЕРАТУРЫ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

Львов Е.С.

Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН, г. Якутск

Для переработки и обогащения золоторудных месторождений большинство предприятий используют воду, поэтому занимаются обогащением руды сезонно в теплый период года. Для продления промывочного сезона необходима сухая (без водная) технология обогащения. В Институте горного дела Севера им. Н.В. Черского разработан комплекс сухого обогащения МПРОУ, позволяющий осуществлять переработку руд без применения воды, тем самым дает возможность увеличить промывочный сезон за счет работы в

отрицательных температурах. При этом в комплексе сухого обогащения МПРОУ особое значение уделено процессам дробления и измельчения, так как качество подготовки руды непосредственно к процессу обогащения влияет на обогатимость руды в целом.

В связи с работой комплекса в отрицательных температурах необходимо было установить влияние температуры окружающей среды и влажности руды в отрицательных температурах на технологию дробления, осуществляемую в дробилке ДКД-300. При этом задачей исследований являлось определение изменения гранулометрического состава продуктов дробления ДКД-300 в зависимости от температуры окружающей среды и влажности кусковой руды в отрицательных температурах.

Исследования проводились на экспериментальной дробилке ДКД-300, в основу работы которой заложен принцип разрушения кусковых геоматериалов многократным свободным ударом, обеспечивающий дополнительное разрушение кусков самоизмельчением пересекающими траекториями их перемещения в рабочей зоне дробления. Кинематическая схема дробилки представлена на (рис. 1).

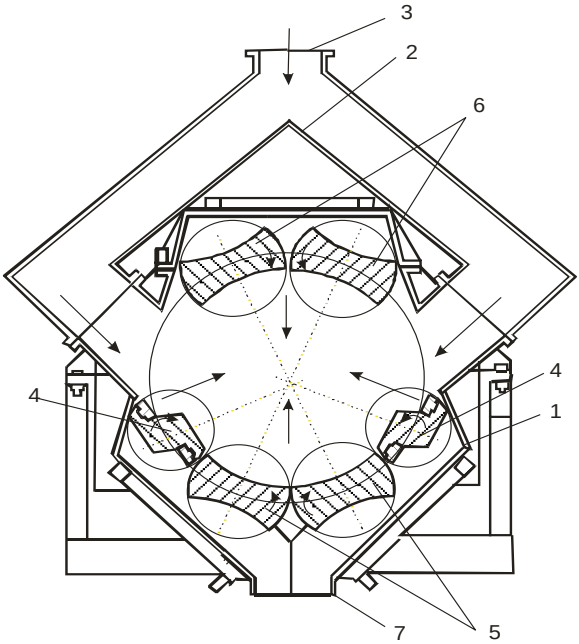


Рис. 1. Кинематическая схема дробилки ДКД-300

Дробилка состоит из корпуса 1, имеющего делитель исходного материала 2, располагаемого ниже питающего патрубка 3, пары роторов первичного 4, дополнительного (нижнего) 5 и вторичного 6 дробления, разгрузочного патрубка 7. Центры вращения пар роторов (первичного и вторичного дробления) располагаются симметрично по линии окружности, образованной одним радиусом от центра корпуса. Таким образом, геометрический центр корпуса совпадает с центром вероятной зоны ударного столкновения горных пород, вылетающих при ударе рабочей поверхностью всех роторов. Корпус дробилки 1 обеспечивает симметричную двухпоточную подачу исходного материала по наклонным боковым внутренним стенкам на ротора первичного дробления 4, которые сообщают кускам ударный импульс. Под действием этого куски породы соударяются в рабочем пространстве дробилки под углом более 90 градусов. Далее, породы с разрушенной структурой отбрасываются по направлению результирующего вектора скорости к ударной поверхности встречно вращающихся верхних роторов 6 вторичного дробления, где происходит следующая фаза дезинтеграции кусков. Затем, разрушенные частицы отбрасываются к нижним роторам дополнительного дробления 5, стакиваются с частицами, которые не смогли разгрузиться через зазоры между лопастями вращающихся роторов первичного и дополнительного дробления. После очередного цикла столкновения материал в последующем разгружается через разгрузочный патрубок 7, просыпаясь между роторами [1].

Исследования особенностей процессов дробления геоматериалов в аппарате ударного действия ДКД-300, в том числе при отрицательных температурах, проводились на кварц-антимонитовой руде Сентачанского золото-сурьмяного месторождения. Основная масса руды представлена породообразующими минералами: кварцем, доломитом, кальцитом, мусковитом и т.д. Рудообразующими минералами являются - антимонит, пирит, арсенопирит. Для исследований использовалась руда крупностью + 5 мм. Для этого исходная руда подвергалась предварительному грохочению. Гранулометрический состав используемой в исследованиях руды представлен в (табл. 1).

Эксперименты по дроблению проводились при температурах окружающей среды +22° С и –15° С. Особое внимание было уделено влажности в отрицательных температурах (льдистости). По геологическим данным максимальная льдистость руд Сентачанского золото-сурьмяного месторождения составляет 20 %. Исходя из этих данных были проведены

исследования на четырех вариантах влажности: 1 – естественная влажность руды; 2 - влажность руды 5%; 3 – влажность руды 10 %; 4 – влажность руды 20 %. Для этого исследуемую руду делили на 4 пробы и для получения влажности 5%, 10%, 20% насыщали водой соответственно процентному соотношению для 5-ти % влажности 5 % воды от общей массы пробы, для 10-ти % влажности 10 % воды от общей массы пробы, для 20-ти % влажности 20 % воды от общей массы пробы.

Таблица 1

Гранулометрический состав руды, используемой в исследованиях

Класс крупности, мм	Выход,%
+100	50
-100+40	17,27
-40+20	13,64
-20+10	17,36
-10+5	7,73
Итого	100

Во время дробления каждого варианта влажности были отобраны пробы. Полученные продукты дробления подвергали гранулометрическому анализу.

Исследованиями процессов дробления кварц-антимонитовых руд Сентачанского золото-сурьмяного месторождения, установлено, что при температуре окружающей среды –15°С и +22°С гранулометрический состав продуктов дробления существенно не меняется и колеблется в пределах 1% в каждом классе крупности.

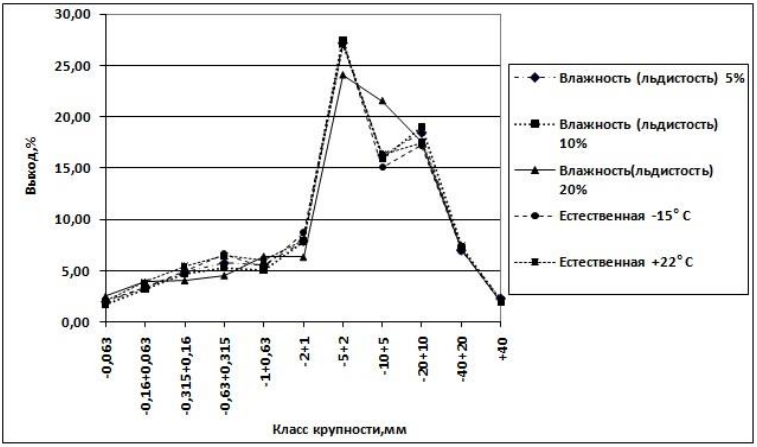


Рис. 2. Гранулометрическая характеристика продуктов дробления ДКД-300 в зависимости от влажности (льдистости) и температуры.

Изменение гранулометрического состава продуктов наблюдается при дроблении в отрицательных температурах (-15°С) с повышением влажности руды начиная с 20 %, где происходит накопление класса – 10 + 5 мм на 6% и снижение выхода продуктивных классов: – 5 + 2 мм на 3%; – 2 + 1 на 2% (рис. 2).

В результате исследований по определению качества дробления в экспериментальной дробилке комбинированного ударного действия ДКД-300 в зависимости от температуры окружающей среды и влажности (льдистости) установлено, что температура окружающей среды практически не влияет на эффективность дробления. Однако увеличение влажности руды, начиная с 20% при отрицательных температурах ведет к снижению качества дробления, характеризующееся повышенным выходом класса – 10 + 5 мм.

Литература:

1. Патент № 2111055 РФ. Дробилка комбинированного ударного действия // Матвеев А.И., Винокуров В.П., Григорьев А.Н., Монастырев А.М // Опубл. в БИ - 1998. - №14.

ИССЛЕДОВАНИЕ ФАКТОРОВ, ВЛИЯЮЩИХ НА КАЧЕСТВО УСТАНОВКИ ЦЕМЕНТНЫХ МОСТОВ

Николаева М.В.[1,2], Атласов Р.А.[1,2]

1 – Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск, mv.nikolaeva@s-vfu.ru

2 – Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск

В обсаженной скважине возможны следующие варианты, при которых уменьшается первоначальная высота моста:

1. Цементный раствор закачан в интервал перфорации. Под действием перепада давления происходит отфильтровывание части свободной воды в проницаемые горизонты, против которых образуется плотная корка из обезвоженного цементного раствора. Сокращение объема воды в растворе является причиной уменьшения высоты моста.

2. Цементный раствор закачан выше интервала перфорации. Поглощений в скважине нет. В этом случае осаждение границы кровли моста произойдет в результате водоотстоя, протекающего почти во всех

цементных растворах. В качестве эффективного мероприятия по борьбе с указанными явлениями рекомендуется снижение водоотдачи и повышение стабильности используемых тампонажных растворов. В результате водоотдачи в окружающие породы цементный раствор обезвоживается, теряет подвижность, быстрее схватывается, вследствие чего наблюдалось много случаев оставления большого количества цементного раствора в трубах. Одновременно это является причиной и общего резкого снижения качества цементирования скважин из-за необходимости постоянного уменьшения скорости продавливания растворов в период непрерывного роста давлений. Поэтому широко применяются цементные растворы с пониженной водоотдачей.

Для снижения водоотдачи растворов широко используют бентонитовую глину, КМЦ и гипан. Кроме того, гипан в комбинации с хромпиком является очень хорошим замедлителем [1.2].

Частыми ошибками являются неточности, допускаемые при подсчете необходимого количества продавочной жидкости. Основная причина — незнание фактического коэффициента сжатия бурового раствора и неумение его определить при необходимости.

Влияние указанного фактора особенно заметно там, где для установки моста затворяется малое количество цементного раствора, который в лучшем случае только частично поступает в затрубное пространство, так как количество продавочной жидкости, как правило, оказывается меньше необходимого. Поэтому значительная часть тампонажного раствора во время срезки оказывается вымытой на поверхность, а это приводит к тому, что цементного моста или вовсе не оказывается, или он имеет малую высоту.

В некоторых случаях при использовании многокомпонентных смесей допускаются ошибки при определении необходимого количества тампонажных материалов и объема затворяемого раствора. В этом случае рекомендуется пользоваться методикой для определения массового содержания компонентов в тампонажных смесях различного состава и плотности.

С целью изучения влияния смешения цементного и бурового растворов были проведены опыты на капиллярном вискозиметре.

Путем исследований с использованием тампонажного цемента и бурового раствора, обработанного УЩР, было установлено, что буровой раствор с примесью небольших количеств цементного раствора подвергается наиболее интенсивному загустеванию. Например, при

добавках к исходному буровому раствору, имевших структурную вязкость 35,6 мПа-с, 10 % цементного раствора, произошло увеличение вязкости до 156,6 мПа-с, а смесь, содержавшая 80 % бурового и 20 % цементного растворов, настолько загустела, что перепад давления, равный 66,6 кПа, был недостаточен для продавливания смеси через капилляр.

В данном случае проявляется несовместимость смешения бурового и цементного растворов, из которых последний, если он не отделен разделительной жидкостью, вызывает коагуляцию бурового раствора с образованием пастообразной пробки.

Требования к физико-механическим свойствам тампонажного камня определяют в соответствии с назначением устанавливаемых мостов, которые в одних случаях должны быть непроницаемы (при опробовании), в других - обладать жесткостью (при забуривании нового ствола), в некоторых случаях — иметь повышенное сопротивление сдвигу (при распакеровке пакеров, имеющихся на испытателе пластов), а в некоторых — отвечать комплексу требований [2].

Цементные мосты, устанавливаемые в скважинах, часто испытывают воздействие больших депрессий. Если при этом высота моста не более нескольких метров, а собственно цементный камень недостаточно прочный и высокопроницаемый, что обусловлено неправильным выбором материалов (применительно к конкретным температурным условиям) или смешением тампонажного раствора с буровым, то такой мост оказывается негерметичным и может быть разрушен.

Мосты, устанавливаемые в необсаженной части скважин, часто не пригодны для забуривания нового ствола, так как сопротивляемость цементного камня разрушению оказывается ниже сопротивляемости окружающих горных пород.

Исследования цементных и цементно-песчаных мостов показывают следующее:

1. Проницаемость цементно-песчаных мостов, твердевших в водной или воздушной среде при температуре 75 и 100 °С, низка и не превышает $0{,}13 \cdot 10^{-15}$ м^2. С ростом температуры проницаемость мостов резко увеличивается, достигая при 140 °С через 2 сут $18{,}9 \cdot 10^{-15}$ м^2. Проницаемость цементных мостов с ростом температуры уменьшается и при 140 °С равна нулю. Во всех случаях проницаемость мостов незначительно отличается от проницаемости образцов-балочек, определенной на аппарате ГК-5.

2. При наличии на стенках труб слоя глинистого раствора и твердения образцов в воздушной среде проницаемость мостов резко возрастала. Так,

когда образец твердел в воздушной среде лишь первые 6 ч, проницаемость увеличилась от нуля до $61{,}5 \cdot 10^{-15}$ м^2. В тех случаях, когда мост полностью формировался в воздушной среде и вода, отсасываемая из глинистого раствора, ничем не восполнялась, наблюдалось интенсивное увеличением проницаемости. При повышении температуры в связи с ускорением процессов гидратации эффект контракции цемента проявлялся более интенсивно, а последствия ее были тем сильнее, чем толще глинистый слой.

3. Исследования несущей способности мостов, сформированных при температуре 75, 100 и 140 °С при отсутствии глинистого слоя, показали, что характер изменения сил сцепления τ_c и сил трения $\tau_т$ подчиняется тем же закономерностям, что и в опытах при температуре 22 °С.

При установке мостов в необсаженных скважинах, естественно, обезвоживаются остатки не только глинистого раствора, но и глинистой корки. Чем больше объем цементного раствора (диаметр скважин), тем большее количество воды отсасывается из глинистых растворов, корки. Герметичность мостов резко снижается, и при изоляции газоносного объекта с высоким пластовым давлением они не выполняют своего назначения [3].

Для уменьшения эффекта контракции при установке мостов необходимо применять различные наполнители, снижающие общее содержание цемента в одном и том же объеме раствора, а также использовать материалы, эффект контракции которых снижен: шлаки, белитокремнеземистый цемент и т.д.

Проведенные исследования показали, что несущая способность моста зависит от различных факторов:

1) условий формирования цементного камня, определяющих его прочность и проницаемость;

2) степени шероховатости внутренней поверхности труб;

3) овальности и прямолинейности труб;

4) чистоты поверхности, наличия или отсутствия на ней слоя глинистого раствора;

5) состава и качества применяемых материалов.

Результаты были получены в рамках выполнения государственного задания Минобрнауки России 5.9137.2017/8.9 “Исследование осложнений в процессе строительства скважин в условиях криолитозоны”.

Литература:

1. Вадецкий Ю.В., Бурение нефтяных и газовых скважин. – М.: Недра, 2005.

2. Рябоконь С.А., Технические жидкости для заканчивания скважин. – М.: Недра, 2000.
3. Спивак А.И., Технология бурения нефтяных и газовых скважин. – М.: Недра, 2001.

ПРОБЛЕМЫ ЭКСПЛУАТАЦИИ ШАХТНОГО ВОДООТЛИВА КИМБЕРЛИТОВЫХ РУДНИКОВ

Овчинников Н.П.
Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск, ovchinnlar1986@mail.ru

Шахтный водоотлив является одним из ответственных технологических процессов при добыче твердого полезного ископаемого, нагрузка на который с течением некоторого промежутка времени может вырасти в несколько раз [1, 2].

К примеру, незапланированный рост нагрузки на шахтный водоотлив был зафиксирован в кимберлитовом руднике «Мир». Такой скачок шахтной воды в объеме был вызван образованием в горных выработках множества локальных водопроявлений, являющихся результатом химической реакции шахтной воды с солевыми слоями горного массива, который повлек к росту трещиноватости последнего.

Так как химические показатели шахтных вод, откачиваемых из горных выработок вышерасмотренного рудника практически аналогичны химическим показателям шахтных вод, откачиваемых из кимберлитовых рудников «Удачный» и «Интер» [2], а горные выработки последних тоже имеют солевые отложения, то проблема значительного повышения водопритока в перспективе может стать отличительной чертой всех кимберлитовых рудников, эксплуатируемых АК «АЛРОСА».

Таким образом, видно, что повышение эксплуатационной надежности насосного оборудования шахтного водоотлива кимберлитовых рудников является актуальной проблемой на сегодняшний день. Для решения вышеуказанной проблемы вначале необходимо найти причины ее возникновения. Именно этой задаче и посвящена настоящая статья.

Проведенные статистические исследования по эксплуатации секционных насосов, являющихся наиболее распространенным типом центробежных насосов при подземной разработке месторождений твердых

полезных ископаемых, свидетельствуют, что в условиях кимберлитовых рудников Якутии их низкая эксплуатационная надежность первым делом объясняется частыми отказами саморегулирующего гидравлического уравновешивающего устройства, т.е. узла гидропяты [2].

Узел гидропяты является не только наиболее отказывающим элементом в конструкции секционных насосов кимберлитовых рудников Якутии, но и определенно влияет на периодичность выполнения их капитальных ремонтов.

Вышеизложенное объясняется тем, что ухудшение технического состояния узла гидропяты приводит к росту осевого смещения ротора секционного насоса до критической величины. При критическом смещении ротора происходит активный трибоконтакт рабочих колес с направляющими аппаратами и их корпусами, а также повышение давления на крышку нагнетания секционного насоса, в результате чего рабочие колеса (рис. 1 а) и крышка нагнетания (рис. 1 б) подлежат разрушениям вплоть до катастрофических размеров.

а) *б)*

Рис. 1. Интенсивный абразивный износ базовых деталей насоса:
а – рабочее колесо; *б* – крышка нагнетания

В публикации [1] указано, что в процессе эксплуатации секционного насоса осевая сила с течение времени может возрасти в 2…7 раз, в то время как несущая способность узла гидропяты превышает начальную расчетную осевую силу лишь в 1,3…1,4 раза.

Выполненные автором с использованием центробежного консольного насоса модели К8/18 экспериментальные исследования, имитирующие работу секционного насоса при увеличенном осевом сдвиге ротора в

сторону всасывания, показали, что пятикратного увеличения осевой нагрузки вполне достаточно, чтобы разрушить рабочее колесо.

Стоит отметить, что затираемые на практике с рабочими колесами корпусные детали секционного насоса в процессе эксперимента имитировались стальным кольцом, а повышение осевой силы на ротор имитировалось увеличением момента затяжки корпусных шпилек центробежного консольного насоса модели К8/18 с 2,26 Н·м до 10,73 Н·м с помощью динамометрического ключа (рис. 2).

Рис. 2. Кольцо (1), рабочее колесо (2), динамометрический ключ (3)

Исходя из вышеизложенного, констатируем, что эксплуатация секционного насоса требует особого тщательного контроля со стороны обслуживающего рабочего персонала. Следует отметить, что тщательный контроль за работой секционного насоса возможен только в случае оснащения секционного насоса следующими контрольно-измерительными приборами, а именно: датчиком измерения осевого смещения, термо- и вибродатчиками (крепятся на подшипниковых узлах), а также термодатчиком и расходомером (монтируются на трубе разгрузки).

В условиях кимберлитовых рудников Якутии значительная доля секционных насосов лишь частично оснащена вышеуказанными контрольно-измерительными приборами, что является некоторым упущением со стороны руководства ГОКов АК «АЛРОСА» (ПАО).

Стоит отметить, что низкая долговечность узла гидропяты вызвана главным образом двумя факторами.

Под первым фактором следует понимать агрессивность откачиваемой шахтной воды к проточной части секционных насосов, особенно при высоких напорах и подачах. Кроме этого, низкая долговечность узла гидропяты обусловлена тем фактом, что в условиях кимберлитовых рудников Якутии изношенные диски и кольца гидропяты восстанавливаются и повторно используются, а как известно надежность нового изделия в преобладающей доле случаев, по ряду объективных причин, выше надежности восстановленного изделия (рис. 3) [3].

Рис. 3. Восстановленные диски гидропяты

По результатам научных исследований был выявлен ряд причин низкой эксплуатационной надежности насосного оборудования шахтного водоотлива кимберлитовых рудников Якутии. Устранение этих причин в перспективе позволит повысить промышленную безопасность на кимберлитовых рудниках, что является несомненным плюсом для руководства АК «АЛРОСА» (ПАО).

Литература:

1. Долганов А.В., Еслентьев А.О., Чераков Е.О., Торопов Э.Ю. Анализ эффективности разгрузочных устройств шахтных центробежных секционных насосов // Известия Уральского государственного горного университета. 2014. № 2(34). С. 31-35.

2. Овчинников Н.П., Зырянов И.В. Оценка долговечности секционных насосов подземных кимберлитовых рудников АК «АЛРОСА» // Горный журнал. 2017. № 10. С. 41-44.

3. Пирозерская О.Л., Малышев А.Н. Анализ возможностей применения современных способов изготовления и восстановления автомобильных деталей разных классов с целью повышения их надежности // Технико-технологические основы сервиса. 2012. Вып. № 4. Т.22. С.14-19.

ПРОГНОЗ ПРОИЗВОДИТЕЛЬНОСТИ ДРАГЛАЙНА ПРИ ЭКСКАВАЦИИ ВЗОРВАННОГО МАССИВА ГОРНЫХ ПОРОД СКЛОННОГО К ПОВТОРНОМУ СМЕРЗАНИЮ

Панишев С.В.
Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН, г. Якутск,
s.v.panishev@igds.ysn.ru

Территории Дальневосточного федерального округа обладают мощной сырьевой базой, при этом значительная часть месторождений находится в зоне распространения многолетней мерзлоты, что предопределяет отрицательную температуру пород, их повышенную прочность и требует взрывной подготовки горной массы в карьерах к выемке. В этих условиях взорванная горная масса при определённой влажности находясь в развале зачастую повторно смерзается, что приводит к необходимости повторного рыхления и усложнению ведения горных работ. Прочность вторичного смерзания взорванных пород может оказаться выше усилий, создаваемых экскаваторами или другой техникой, и в этом случае, смёрзшийся массив представляет собою почти непреодолимое препятствие для выемочного оборудования.

В качестве основного способа, предотвращающего смерзание отбитой породы в карьерах, рекомендуется ограничение объема взрываемого блока. Для бестранспортной технологии ведения вскрышных работ предложен способ разработки, позволяющий снизить негативное влияние смерзания взорванной горной массы на работу драглайна, включающий ограничение длины экскаваторного блока и специальную организацию работ, предусматривающую перемещение пород предотвала в конечный контур отвала сразу после окончания работ на первой заходке. Однако, методики

прогноза производительности драглайна в зависимости от состояния (степени смерзания) взорванного массива многолетнемерзлых горных пород (ММГП) в литературе неизвестно, что, безусловно, крайне отрицательно сказывается на достоверности планирования горных работ. Поэтому разработка такой методики стала основной целью проведения исследований. Для достижения поставленной цели – прогноза производительности драглайна при разработке взорванной горной массы, склонной к вторичному смерзанию, необходимо решение следующих важных задач:

- установление закономерностей распределения температуры в массиве горных пород уступа карьера в различное время года;
- исследование температурного режима поверхностного слоя забоя экскаватора в условиях его последовательного обнажения в натурных условиях и его влияние на производительность драглайна;
-разработка математической модели прогноза динамики температурного поля в развале взорванных пород вскрыши в процессе ведения горных работ;
- выявление закономерностей распределения температуры в развале многолетнемёрзлых горных пород, сформированном в различные периоды года;
- разработка методики прогноза производительности драглайна в условиях месторождений криолитозоны при разработке взорванной горной массы.

Решение вышеизложенных задач представляет большой практический интерес для горных предприятий.

На основании полученных результатов исследований сформулирована главная идея предлагаемого подхода к определению производительности драглайна при разработке взорванной горной массы склонной к повторному смерзанию: решать эту задачу необходимо на основе сочетания существующих аналитических и эмпирических зависимостей, отражающих теоретические, практические наработки в области моделирования температурного режима массива многолетнемерзлых горных пород до и после взрывной отбойки, наблюдений за температурным режимом в массиве ММГП и результаты мониторинга производительности драглайна во взаимосвязи с температурным режимом в забое при отработке экскаваторного блока.

Для решения поставленной цели предложено использовать основной принцип горно-геометрического анализа карьерных полей – деление

объекта разработки (развал взорванных многолетнемерзлых пород) на отдельные этапы работ, в пределах которых выполняются необходимые теплофизические и технологические расчеты, по результатам которых будет возможно оценить производительность драглайна на каждом этапе отработки многолетнемерзлого смерзающегося массива, а также время отработки взорванного блока. Прогноз температурного поля в развале взорванных пород вскрыши в процессе осуществляется по специально разработанной расчетной программе [1].

Исходным материалом для оценки производительности служат поперечные разрезы рабочей зоны и профили развала взорванной горной массы с расчетными изотермами породы по глубине (рис. 1).

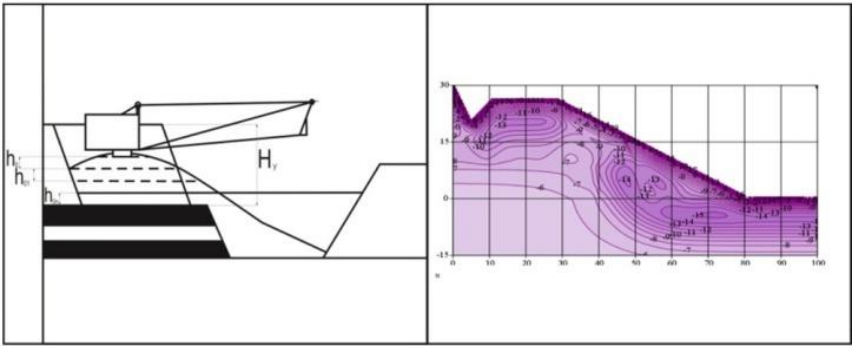


Рис. 1. Рабочая зона драглайна и профиль развала взорванной горной массы с расчетными изотермами по глубине: H_y – высота уступа; h_0, h_{01}..- подсчетные слои

Порядок отработки взорванного блока многолетнемерзлых вскрышных пород предполагает последовательное снятие некоторого слоя с верхней поверхности развала, что позволяет вскрыть зону отрицательных температур, в которой риск повторного смерзания наиболее вероятен, и обеспечить растепление взорванной породы в блоке на определенную глубину с соответствующим снижением ее прочности.

Для каждого из вариантов отработки блока устанавливают его размеры, высоту уступа, ширину и длину экскаваторной заходки, мощность подсчетного слоя. За мощность подсчетного слоя принимается глубина понижения забоя драглайна при послойном снятии навала взорванной горной массы.

Рис. 2. Зависимость производительности драглайна от высоты развала вскрышных пород

Устанавливается начальный период отработки блока, исходя из которого, рассчитывается температурное поле в развале горной массы на дату взрыва. С использованием установленной взаимосвязи между временем цикла драглайна и температурой пород в забое рассчитывается производительность экскаватора, сменное подвигание забоя и время отработки каждого подсчетного слоя, а затем и время отработки экскаваторного блока [2], (рис. 2).

Для прогноза производительности драглайна в условиях нестационарного температурного режима горной массы взорванной блока экскавацию развала вскрышных пород необходимо разделить на отдельные этапы работ, в пределах которых выполняются необходимые теплофизические и технологические расчеты, позволяющие оценить производительность драглайна на каждом этапе, а также время отработки взорванного блока.

Достоверность прогноза производительности драглайна может быть существенно повышена за счет учета закономерностей распределения температуры в развале многолетнемёрзлых горных пород, разделения развала взорванного блока на подсчетные слои по высоте с характерной температурой породы и использование для расчетов установленной взаимосвязи времени цикла экскаватора с температурным режимом в забое.

Литература:

1. Каймонов М.В. Моделирование динамики температурного поля многолетнемерзлых горных пород карьеров после взрывной отбойки / М.В. Каймонов, С.В. Панишев // Физико-технические проблемы разработки месторождений полезных ископаемых. – 2016. - № 3. – С. 185-191.

2. Панишев, С. В. Методический подход к прогнозу производительности драйглана при разработке взорванной массы в карьерах криолитозоны / С. В. Панишев, М. В. Каймонов // Физ.- техн. пробл. разраб. полез. ископаемых. – 2017. – № 4. – С.98 – 104.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ДЕЗИНТЕГРАЦИИ ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ КРИОГЕННЫХ ВОЗДЕЙСТВИЯХ

Попов В.И.
Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН, г. Якутск,
popov.gtf@mail.ru

Введение. Проблема устойчивости бортов карьеров в условиях знакопеременных температурных режимов криолитозоны имеет особый характер. Экспериментальные исследования показывают [1], что при промерзании водонасыщенных пород наблюдается постоянный рост деформаций и напряжений пучения. Механизм формирования напряженно-деформированного состояния сложен и зависит от различных факторов: кристаллизации воды и увеличение ее в объеме; вымерзание пленок связанной воды и переноса влаги, обезвоживания и усадки талой зоны. Развитие деформаций и напряжений зависят от состава, строения и свойств, промерзающих пород.

Нами рассмотрена частная задача о формировании внутренних напряжений в пласте выходящем на борт карьера. Появление напряжений вызвано силами пучения при промерзании.

Формулировка задачи. В двумерной области, моделирующей симметричную часть борта карьера на внешних границах происходит конвективный теплообмен с атмосферным воздухом с температурой $T_{ср}(t)$ зависящей от времени и имитирующей её годовой цикл с наложением суточных колебаний температуры. Теплообмен в массиве, имитирующем борт карьера описывается уравнением кондуктивной теплопроводности. Учитываем разрывные смещения за счет образования в породе линз льда. Сравнение совокупного воздействия этих сил с прочностью породы на растяжение на соответствующих площадках определяет зону (границу) разрушения пласта породы.

Постановка задачи. Используется двумерная область симметричной части борта карьера

На внешних границах ставятся граничные условия конвективного теплообмена

$$\lambda \frac{\partial T}{\partial n} = \alpha (T_Г - T_{CP})$$

На границах симметрии ставятся граничные условия симметрии и отсутствия кондуктивного потока

$$\lambda \frac{\partial \mathrm{T}}{\partial \mathrm{n}} = 0$$

На основании карьера Г6 полагаем выполнение граничного условия первого рода

$$T = T_0$$

Диффузионный механизм переноса влаги описывается уравнением параболического типа. Решение системы уравнений определяющей баланс тепла и массы при инфильтрации потока воды в породный массив осуществлено разностным методом с использованием схемы расщепления по физическим процессам.

Система уравнений замыкается уравнением состояния поровой влаги, представленном в виде зависимости температуры фазового перехода от концентрации растворенных солей и влагосодержания:

$$T_F = T(C, w)$$

Метод расчета системы уравнений с выделением источника фазовых превращений в спектре температур представлен ранее в работе [2].

Задача определения НДС. Полагаем что процессы, приводящие к появлению внутренних напряжений, происходят только в зонах влагонасыщения. В результате воздействия знакопеременных температур на поверхность выработки в окружающем массиве происходят процессы перераспределения влаги и образования льда. Становятся возможными ситуации, когда локально, суммарный объем влаги и образующегося льда сравним с объемом пор и выполняется условие (1). В этом случае растущий лед оказывает механическое воздействие на массив окружающих горных пород.

$$L_{ИЗБ} = (\rho_{CK} \cdot (w + 1.1 \cdot Lod) / \rho_W - V_{ПОР} \cdot 0.85) \geq 0. \qquad (1)\ (5)$$

Напряженно деформированное состояние пласта определяется методом разрывных смещений [3]. Используем следующий подход. Вводим

структурный элемент - «ледяной шлир», представляющий узкое включение толщиной *Ь* и длиной *2а,* с углом ориентации */3* к горизонтальной оси *х* главной системы координат. Полагаем что поле напряжений вокруг «шлира» определяется на основе фундаментальных решений метода разрывных смещений [3]. Используя, полученное из решения задачи тепломассообмена, распределение избыточного льдосодержания в расчетной области и размерные параметры включений переходим на основе принципа суперпозиции к числовой плотности *P(r)* распределения одинаковых включений в узлах расчетной сетки.

Тогда решение задачи об определении напряженно деформированного состояния в расчетной области можно представить в виде суммы двух последовательных решений:

- задачи о напряженно деформированном состояния в пластине с распределенными элементами - «шлирами». Расчет обусловленных ими напряжений на граничных элементах представляющих контур расчетной области;

- задачи с фиктивными граничными условиями равными отрицательным значениям напряжений на элементах контура $Г_3$.

В итоге сумма двух решений удовлетворяет необходимым граничным условиям - обеспечивает отсутствие напряжений на внешнем контуре пласта.

В качестве условия зависимости сплошности породы от условий нагружения в соответствии с работой [4] использовано выражение:

$$\frac{\partial \Psi}{\partial t} = -\alpha \frac{\sigma - \sigma_{пр}}{\Psi^{\nu}}$$

Где Ψ – сплошность горной породы равная 1 при отсутствии нарушений и нулю при полном разрушении; α – размерный реологический параметр, зависящий от типа и свойств породы; σ – напряжение, действующее в горной породе;

$\sigma_{пр}$ - пороговое значение напряжения после превышения которого начинается развитие микротрещиноватости в породе; ν – показатель интенсивности трещинообразования. Как отмечено в [5] такое уравнение следует считать удобной аппроксимацией кинетики потери сплошности(индикаторная функция) но не как физическую закономерность. Полагаем, что разрушение отрывом происходит на

площадках, ориентированных нормально к действию максимальных положительных напряжений.

Результаты предварительных расчетов показывают, что на основе данной модели в её более полной постановке возможен прогноз развития зоны разрушения фильтрующего пласта, обусловленной действием знакопеременных температур и возникающих при этом сил морозного пучения.

Необходимо совершенствование модели в части учета динамики границы зоны разрушения (изменения геометрии расчетной области) как для процессов тепломассопереноса, так и для определения НДС.

Литература:

1. Деформации и напряжения в промерзающих и оттаивающих породах. Под ред. Ершова Э. Д. – М.: МГУ, 1985.

2. Попов В. И., Курилко А. С. Решение задач тепломассопереноса при промерзании – оттаивании горных пород с учетом уравнения фазового состояния поровой влаги. ГИАБ. – 2006. Тематическое приложение «Физика горных пород».

3. Крауч С., Старфилд А. Методы граничных элементов в механике твердого тела. – М.: Мир, 1987.

4. Литвинский Г.Г. Кинетика хрупкого разрушения породного массива в окрестности горной выработки. ФТПРПИ, №5, 1973, с. 15-22.

ТЕПЛОМАССОПЕРЕНОС В КРУПНООБЛОМОЧНЫХ ОСЫПЯХ С УЧЕТОМ СВОБОДНОЙ КОНВЕКЦИИ ВОДЯНЫХ ПАРОВ

Попов В.И.

Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН, г. Якутск,

popov.gtf@mail.ru

Введение. В настоящее время общепризнанна [1], значительная роль конденсации водяного пара в водном режиме крупнообломочных склоновых отложений, что, впрочем, не исключает и противоположные точки зрения. В данной работе рассмотрены факторы, определяющие конвективный тепломассоперенос в подобных системах. Представлена математическая модель для описания этого процесса. Для развития конденсации в сезонно-талом слое необходимо, чтобы в разрезе отложения формировались зоны, в которых плотность насыщенного водяного пара при

локальной температуре породных отложений была меньше его плотности в прилегающих участках. Необходимым условием для этого является, развитие естественного конвективного тепло массо-переноса воздушной среды, вызванного появлением вертикального градиента температур в склоновых отложениях.

Математическая модель. Описание процесса переноса тепла и влаги в том числе в виде пара осуществляется на основе учета конвективного движения пара в поровом пространстве каменной осыпи.

1) Уравнение теплопроводности

$$\frac{\partial(c\rho T)}{\partial t} = -\nabla J_T + L\rho I_F; \qquad (1)$$

2) Уравнение переноса влаги

$$\frac{\partial(w)}{\partial t} = -\nabla J_W - I_F; \qquad (2)$$

Где потоки компонентов - J учитывают диффузионные и конвективные составляющие при этом используем векторное сложение

$$V = V_x + V_y \qquad (3)$$

Пренебрегая сжимаемостью воздуха используем уравнение сплошности:

$$\frac{dV_x}{dx} + \frac{dV_y}{dy} = 0 \qquad (4)$$

а сами скорости, учитывая, что воздух в порах находится в термическом равновесии с твердой фазой и что закон Дарси с учетом силы Архимеда может использоваться для связи скорости порового воздуха с давлением определим на основании формул:

$$V_y = -\frac{K}{\mu}\left[\frac{\partial p}{\partial y} - \rho_{\text{в}} g\beta\left(T - T_{\text{ср}}\right)\right] \qquad V_x = -\frac{K}{\mu}\frac{\partial p}{\partial x} \qquad (5)$$

Система (1-5) замыкается уравнением состояния порового раствора, $T_F = T_F(w, C)$ учитывающим специфические характеристики среды - потенциал адсорбционного взаимодействия, величину удельной поверхности, концентрацию порового раствора .

На (рис. 1) представлена геометрия расчетной области

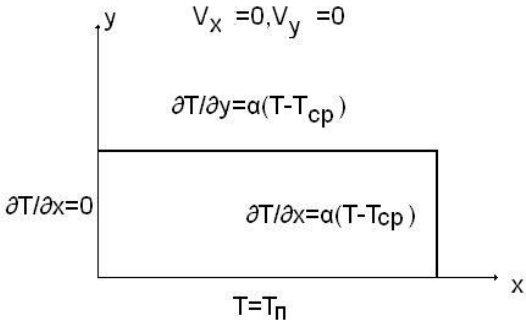


Рис. 1. Схема расчетной области и граничных условий.

На (рис. 2) представлены результаты расчета функции тока, определяющей скорость конвективного течения воздуха в поровом пространстве осыпи.

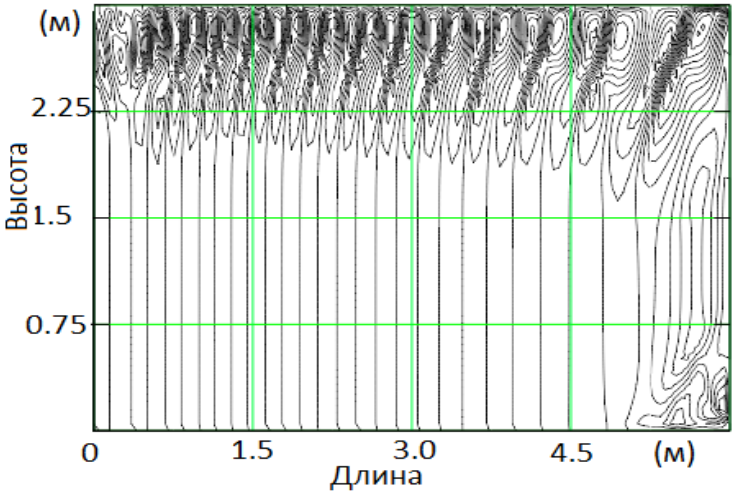


Рис. 2. Изолинии функции тока.

Расчетное распределение поля температур представлено на (рис. 3).

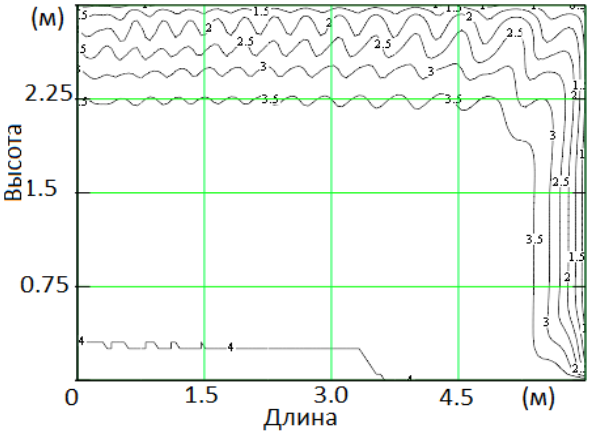


Рис. 3. Распределение температуры в осыпи.

Результаты расчетов в целом подтверждают вывод работы [1] о малости притока конденсата в склоновые отложения. Тем не менее этот механизм может оказаться существенным для различных техногенных сооружений – дорожных полотен и железнодорожных насыпей, вызывая циклическую деградацию конструкционного материала при замерзании оттаивании.

Литература:

1. Банцекина Т.В., Михайлов В.М. К оценке роли внутри грунтовой конденсации водяных паров в формировании теплового и водного режимов крупнообломочных склоновых отложений. //Криосфера земли, 2009, № 2, с. 40-45.

РАЗРАБОТКА ЧАТ-БОТА ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ОПТИМАЛЬНЫХ ПАРАМЕТРОВ РЕЖИМА БУРЕНИЯ

Попов М.С., Вершинин Д.В., Иванов И.И., Тимофеев Н.Г.
Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск, mixail.uhhan@mail.ru

Одним из наиболее вероятных способов повышения эффективности и производительности буровых работ является оптимизация параметров режима бурения, следовательно, основным направлением совершенствования процесса бурения является создание

автоматизированной системы для мгновенного вычисления данных параметров при различных геолого-технических условиях работ.

Под решением данной задачи, подразумевается создание программного алгоритма, для оперативного определения запросов по оптимальным параметрам режима бурения. В нашем случае, предлагается создание бота, который хранит в себе множество значений оптимальных параметров на платформе Telegram, в котором, при работе с ботом, мгновенно, в автоматизированной форме, можно получить информации для оперативного принятия оптимального решения. (*Бот – автоматизированная среда, с личным программным кодом, направленная на решение той или иной задачи. Telegram - кроссплатформенный мессенджер, позволяющий обмениваться сообщениями и медиа файлами многих форматов).*

Первым этапом разработки бота является регистрация. Для этого, необходимо через специальный бот - @BotFather, при помощи условных команд - /start, /newbot, зарегистрировать бота и получить его уникальный id, являющийся одновременно и токеном.

Вторым этапом разработки является программирование бота. Для этого необходимо выбрать среду разработки бота. В нашем случае, был выбран язык программирования – Python (*Python — высокоуровневый язык программирования общего назначения, ориентированный на повышение производительности разработчика и читаемости кода).* Выбор данного языка обосновывается в его способности использовать автономные реакторы, чтобы не возникало проблем с cgi и потоками *(CGI — стандарт интерфейса, используемого для связи внешней программы с веб-сервером.)*. На основе этого, для реализации выбран реактор (сервер) tornado.web.

Структура бота выглядит следующим образом:

Каркас бота:

```
URL = "https://api.telegram.org/bot%s/" % BOT_TOKEN
MyURL = "https://example.com/hook"
api = requests. Session ()
application = tornado.web. Application
([ (r"/", Handler), ])
if __name__ == '__main__':
signal. signal (signal. SIGTERM, signal_term_handler) try:
set_hook = api.get (URL + "setWebhook? url=%s" % MyURL)
if set_hook. status_code! = 200:
logging. error ("Can't set hook: %s. Quit." % set_hook.text)
```

exit (1)

application. listen (8888)

tornado. ioloop. IOLoop.current (). start ()

except KeyboardInterrupt:

signal_term_handler (signal. SIGTERM, None)

Каркас команд:

} else if ($text === "Начать”) {apiRequest ("sendMessage", array ('chat_id' => $chat_id, "text" => 'Выберите тип бурения'));

Таким образом, используя язык программирования Python, создается весь спектр возможностей бота.

Благодаря удобству API и быстрому старту ботов Telegram, можно их конвертировать в удобные сервисы, для последующего их усовершенствования. Имеются несколько сервисов для конвертации и создания ботов – Chatfuel; Reply.ai; Flow XO; в данном случае, бот был конвертирован в сервис onsequel.com.

Весь спектр возможностей, представляется в виде схематических блок-схем алгоритма выбора правильного решения (рис. 1).

Рис. 1. а – блок-схема алгоритма выбора правильного решения; б – работа с чат-ботом.

Данный алгоритм на прямую не вычисляет параметры, а использует удаленную базу данных, где уже лежат значения оптимальных параметров режима бурения по всем заданным условиям (рис. 2).

Частота вращения инструмента

	59	76	93	112	132	151
M5			272,109	216,216	179,372	
CM4		149,253731	119,76	97,561	81,6327	70,6714
CM5	194,175	148,148148	119,048	97,0874	81,3008	
CM6		148,148148	119,048	97,0874		
CA4	237,624	179,104478	144,578	117,647	98,3607	
CA5	237,624	179,104478				
CA6				117,647	98,3607	

Минимальные значения

	59	76	93	112	132	151
M5			408,163	324,324	269,058	
CM4		477,612	383,234	312,195	261,224	226,148
CM5	621,359	474,074	380,952	310,68	260,163	
CM6		474,074	380,952	310,68		
CA4	594,059	447,761	361,446	294,118	245,902	
CA5	594,059	447,761				
CA6				294,118	245,902	

Максимальные значения

Рис. 2. База данных оптимальных параметров режима бурения.

Подведя итоги, программно реализован чат-бот на базе мессенджера Telergam, который позволяет оперативно находить оптимальные параметры режима бурения при самых различных геологических условиях, что дает возможность значительно сократить время определения оптимальных режимов. Кроме этого, алгоритм может быть использован для проверки любой частной модели процесса бурения, а также в учебном процессе как методическое пособие для студентов. Обоснованность и достоверность значений параметров бурения подтверждается использованием классических методов решения задач оптимизации показателей бурения. В дальнейших перспективах предусматривается совершенствование программы путем редактирования алгоритма, разработка на основе чат-бота новых автоматизированных программ и возможное создание автономного приложения под ОС Windows.

Для получения доступа к боту, необходимо написать в Telegram аккаунту @svfu_grf_bot.

Литература:

1. Плас Дж. Вандер. Python Наука о данных и машинное обучение. Санкт-Петербург. 2017.
2. Лафоре Роберт Объектно-ориентированное программирование c++. Санкт-Петербург. 2013.
3. Тимофеев Н.Г. Проектирование колонкового бурения на твердые полезные ископаемые Учебно-методическое пособие по составлению курсового проекта. Якутск. 2017

КИНЕТИКА ОБРАЗОВАНИЯ ГИДРАТОВ ПРИРОДНОГО ГАЗА В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

Портнягин А.С., Корякина В.В.
Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск,
koryakinavv@ipng.ysn.ru

Гидраты природных газов – супрамолекулярные соединения воды и природного газа, являются объектами пристального внимания уже более полувека, что обусловлено их распространенностью в природе, а также существования при их разложении потенциальной опасности неконтролируемого выброса в атмосферу парниковых газов [1, 2]. Исследования природных газовых гидратов можно разделить на два блока: их изучение в природе, а также модельные исследования в лабораторных условиях, имитирующих их естественную среду накопления - в поровом пространстве, в том числе и в донных отложениях морей.

Целью настоящей работы являлось изучение кинетики образования гидратов метана в модельной пористой среде.

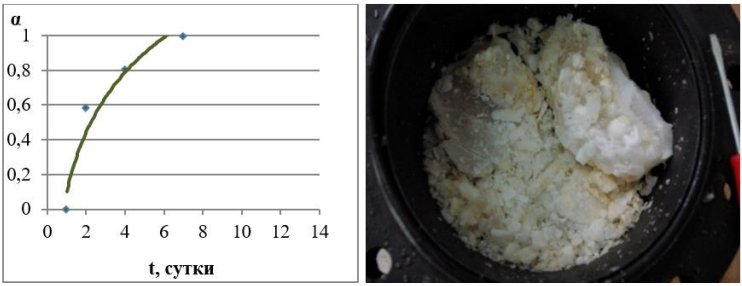
В качестве газа-гидратообразователя был использован метан (99,98 об.%). В качестве гидратообразующей среды выступала модельная система, состоящая из слоя донных отложений м. Лаптевых толщиной 5-6 см, и верхнего слоя из просеянного речного песка толщиной 3-4 см, масса модельной системы составляла 2,4 кг. Модельную систему пропитывали дистиллированной водой до влажности 30 мас.%. Температура синтеза оставляла -4°С при начальном давлении в 45 атм, и -2°С при начальном давлении метана в 90 атм.

Для сравнительного анализа были проведены эксперименты по синтезу гидратов метана из дистиллированной воды: при температуре +4°С, и начальном давлении 90 атм.

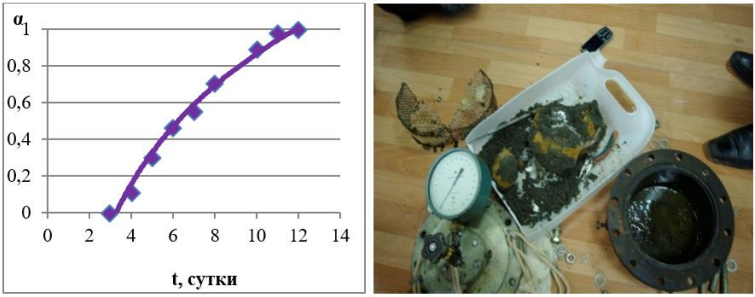
По результатам изменения давления в камере были построены кривые степени превращения α. Эти кривые обрабатывали согласно уравнению Ерофеева-Колмогорова-Аврами, используемого для описания формальной кинетики топохимических реакций [3], и были получены: параметр n, указывающий на механизм кристаллизации, и константа скорости процесса гидратообразования.

На (рис. 1) приведены кинетические кривые падения давления в камере синтеза в результате гидратообразования, а также фотографии полученных гидратов метана.

Видно, что в дистиллированной воде гидратообразование начинается на 1 сутки и полностью завершается на 6-7, тогда как в пористой среде происходит с 3 по 12 сутки, и, таким образом, в пористой среде протекает в два раза дольше, чем из дистиллированной воды. При этом полупериод превращения в дистиллированной воде наступает через 1 день после начала гидратообразования (2-ые сутки синтеза), тогда как в пористой среде через 3 дня (6-ые стуки синтеза).



А)



Б)

Рис. 1. Кинетические кривые гидратообразования (слева) и фотографии гидратов метана (справа): А) при синтезе из дистиллированной воды, Б) при синтезе в пористой среде

В (табл. 1.) представлены кинетические параметры синтеза гидрата метана в исследованных системах.

Таблица 1

Кинетические показатели гидратообразования в дистиллированной воде и во влажных донных отложениях м. Лаптевых с прослойкой крупнозернистого песка

Среда получения	n/механизм	К, $сут^{-1}$
Дистиллированная вода	0,9/диффузионно-кинетический	0,4
Влажный грунт	5,5/высоко-кинетический	0,9

Видно, что в дистиллированной воде показатель n, отвечающий за преобладающий механизм кристаллизации, меньше 1 и равен 0,9, что соответствует диффузионно-кинетическому механизму формирования кристаллов. В пористой среде этот показатель составляет 5,5, что свидетельствует о высоко-кинетической области протекания процесса кристаллизации. Установлено, что константа скорости гидратообразования в дистиллированной воде в два раза меньше, чем во влажном грунте, то есть процесс формирования гидрата метана в поровом пространстве в два раза быстрее, чем процесс образования гидратных кристаллов из дистиллированной воды.

Таким образом, проведенными исследованиями установлено влияние среды формирования гидратов метана на кинетические параметры процесса.

Литература:

1. Sloan E. D., Koh C. A. Clathrate Hydrates of Natural Gases. 3rd ed. London, New-York: CRC Press, Boca Rator, 2008. 731 p.

2. N. Shakhova, I. Semiletov, A. Salyuk, V. Yusupov, D. Kosmach, Ö. Gustafsson. Extensive Methane Venting to the Atmosphere from Sediments of the East Siberian Arctic Shelf // Science. New Series, 2010, Vol. 327, No. 5970, pp. 1246-1250.

3. Avrami M. Kinetics of Phase Change. I General Theory //The Journal of Chemical Physics. 1939. Vol. 7, Issue 12. p. 1103

ГЕОРАДИОЛОКАЦИОННЫЕ МОДЕЛИ ТРЕЩИНЫ В РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ КРИОЛИТОЗОНЫ

Прудецкий Н. Д., Соколов К. О.

Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН, г. Якутск,

kolyageofiz2000@yandex.ru

Для эффективного и безопасного ведения горных работ на Северо-Востоке РФ, большая часть территории которой находится в зоне распространения многолетней мерзлоты, особую важность представляет надежная информация о строении и состоянии рыхлых отложений, в том числе о включении льда в массиве мёрзлых горных пород разрабатываемых россыпных месторождений [1]. Указанная информация позволит адаптировать технические и технологические решения к особенностям

строения горного массива, что обеспечит повышение эффективности проведениябуровзрывных работ.

В настоящее время для полученияинформациио включениях льда на разрабатываемом участке, т.е. наполигоне, проводится проходка точечныхгорных выработок (шурфов)и бурение скважин,которые являютсядорогим и трудоемкимспособом. Поэтому, в последнее время в эксплуатационной разведке применяетсяметод георадиолокации, для изучения строения массива горных пород разрабатываемого участка [2,3].Стандартные методы обработки георадиолокационных данных полученных при зондировании рыхлых отложений не позволяет выделить границу льда в массиве горных пород. Для выделения льда в мёрзлом горном массиве нами разработаны георадиолокационные модели, на основе математического и физического моделирования георадиолокационных зондированийрыхлых отложений включением льда. Моделиразличаются угломнаклона (от 10° до 50°) залегание льда в мёрзлом горном массиве.По разработанным моделямбыли проведены лабораторные исследования физического и математического моделирования георадиолокационных зондирований горного массива включением льда.

Таким образом, по результатам математического и физического моделирования выработаныинтерпретационные признаки определения и оконтуривания включения льда в мёрзлых рыхлых отложениях по характеристикам георадиолокационного сигнала.

Литература:

1. Ермаков С.А., Бураков А.М., Заудальский И.И., Панишев С.В. Совершенствование геотехнологий открытой разработки месторождений Севера. – Якутск: ЯФ ГУ Изд-во СО РАН, 2004. – 372 с.

2. Соколов К.О. Возможности георадиолокации при исследовании разрывных нарушений на месторождениях полезных ископаемых криолитозоны / Соколов К.О., Попков П.А., Прудецкий Н.Д. // Горн. информ. - аналит. бюл. - 2013. - №3. - С.351-356.

3. Соколов К.О. Опыт применения георадиолокации для исследования разрывных нарушений на россыпных месторождениях криолитозоны / Соколов К.О., Прудецкий Н.Д.// Горн. информ. - аналит. бюл. — 2015. — Отд. вып. — С.333 – 335.

ОБРАЗОВАНИЕ РАЗЛИЧНЫХ ФОРМ ГИДРАТОВ ПРИРОДНОГО ГАЗА ИЗ ЛЬДА

Семенов М.Е., Портнягин А.С., Шиц Е.Ю.
Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск, xotoy_82@mail.ru

В настоящее время в отечественной литературе крайне мало публикаций, касающихся разработки технологий получения гидратов природного газа (ГПГ) и их транспортировки. В публикациях даны только блок-схемы [1]. Так, отмечается [2], что гидратный способ транспортировки и хранения природного газа на территории РФ перспективен и найдет свою нишу как дополнение к существующим технологиям.

С технологической точки зрения непосредственно в реакторе необходимо синтезировать гидраты готовые к хранению и транспортировке [1]. Поэтому изучение форм получаемых гидратов является важным аспектом разработки технологии получения газогидратов.

Целью данной работы является изучение изменения форм гидратов природного газа Средневилюйского газоконденсатного месторождения, получаемых из формованного льда (40 мм) на основе дистиллированной воды в зависимости от температурного режима синтеза (рис. 1) по методике, описанной в работе [3].

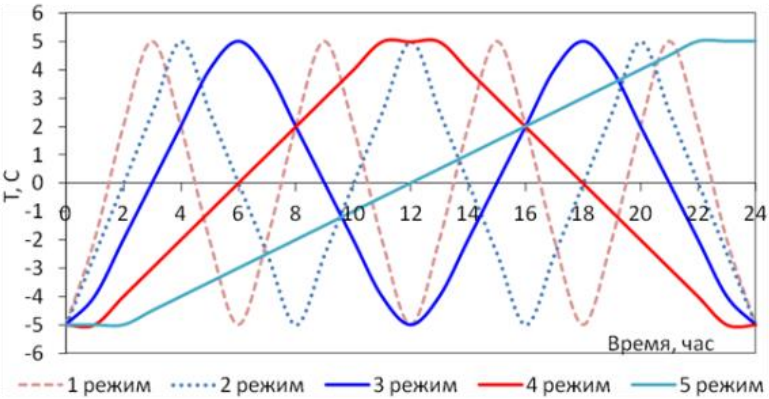


Рис. 1. Температурные режимы получения гидратов из льда

При температурном режиме №1 различимы только вкрапления гидрата на хорошо сохраненной поверхности льда, что свидетельствует о том, что

лед не успевает расплавиться при заданном режиме термоциклирования. При температурном режиме №2 основная масса льда сохраняет свою форму, при этом формируются тонкие разветвленные нитевидные наросты на поверхности льда. Следовательно, при температурных режимах 1 и 2 вследствие быстрого изменения температуры в инкубаторе-холодильнике температура внутри реактора не успевает подниматься в положительные градусы, поэтому образцы льда внутри реактора не расплавляются.

При температурном режиме №3 происходит разрушение первоначальных форм льда и наблюдаются белые пористые снегоподобные структуры гидрата природного газа с малым количеством тонких нитевидных наростов (рис. 2).

Установлено, при синтезе гидратов природного газа из формованного льда по мере сокращения циклов нагревания/охлаждения (от 2 циклов (режим №3) до 0,5 цикла (режим №5)) происходит удлинение и укрупнение нитевидных наростов с направлением роста вверх от поверхности льда (рис. 2). Вероятно, при плавлении льда выстреливают нитевидные наросты и подпитываются водой по мере плавления льда, а медленное нагревание/охлаждение системы способствует росту более длинных наростов.

Фракция льда	Температурный режим		
	№3	№4	№5
5÷20мм			

Рис. 2. Фотография изменения форм гидрата природного газа в зависимости от температурного режима синтеза

Так, установлено, что при получении гидратов природного газа из льда при температурных режимах №4 и №5 (при отсутствии внешних механических воздействий) формируются 3 основные формы льдо-гидратных ассоциатов: - мелкодисперсный порошок на дне камеры (рис. 3а), - первоначальная форма заготовки льда (рис. 3б), - нитевидные наросты направлением роста вверх (рис. 3в).

а б в

Рис. 3. Фотография различных форм гидратов природного газа полученных из льда: а) – порошок на дне реактора; б) - первоначальная форма заготовки льда; в) – нитевидные наросты

На основании изучения форм, синтезированных ГПГ установлено массовое распределение в реакторе (рис. 4). Из формованного льда растут нитевидные наросты гидрата природного газа до 2 мас. %, однако их массовая доля незначительна при температурном режиме синтеза №4. Установлено, что хорошо сохраняется внешняя форма и объем заготовки льда в виде пористого каркаса до 5 мас. %, но при этом происходит сильная потеря в массе. Показано, что значительная часть гидрата природного газа накапливается на дне реактора в виде мелкодисперсного порошка, а также пористых, рыхлых форм до 96 мас. %.

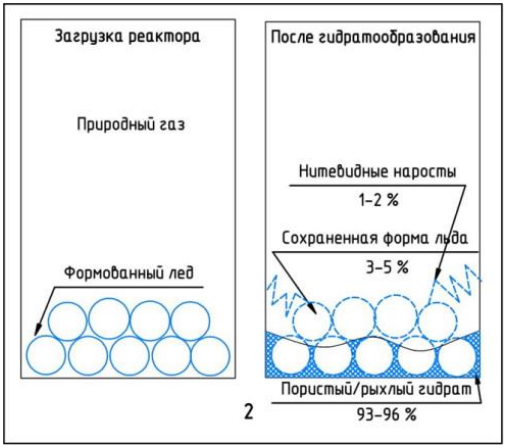


Рис. 4. Схема накопления различных форм гидратов природного газа и их массовое распределение в реакторе после гидратообразования из формованного льда.

Таким образом, установлено, что в отличие от гидратов, синтезированных из жидкой фазы [4], накопление гидратов природного газа из формованного льда происходит преимущественно на дне реактора в виде дисперсной, рыхлой формы.

Таким образом, установлено, что наиболее перспективные формы гидрата природного газа для транспортировки и хранения, синтезированные из формованного льда на основе дистиллированной воды, формируются в виде порошка и снегоподобной рыхлой массы при температурном режиме №4.

Литература:

1. Якушев В.С., Квон В.Г., Долгаев С.И., Поденок С.Е., Истомин В.А. Гидратные технологии для газификации регионов России // Газовая промышленность. - 2009. Спецвыпуск, №640. С. 75-79.

2. Истомин В.А. Физико-химические основы и проблемы разработки газогидратных технологий // Материалы научно-технического совета ОАО «Газпром». - М.: «ООО Газпром экспо» - 2010. – 48 с.

3. Семенов М.Е., Портнягин А.С., Шиц Е.Ю. Получение синтетических гидратов природного газа из льда в закрытых реакторах при термоциклировании // Наука и образование, 2017. – №3. – С. 76-81.

4. Семенов М.Е., Шиц Е.Ю. Влияние фазового состояния и состава одного из компонентов на морфологию синтетических гидратов природного газа // Международный научно-исследовательский журнал, 2015. № 7-1 (38). С. 96-101.

К ИСТОРИИ И ПЕРСПЕКТИВАМ АЛМАЗНОГО БУРЕНИЯ С ПРОДУВКОЙ ВОЗДУХОМ

Скрябин Р.М.

Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск, rm.skriabin@s-vfu.ru

Современная практика бурения с продувкой сжатым воздухом в условиях криолитозоны северных и арктических регионов, в основном, связана с твердосплавными породоразрушающими инструментами серийного заводского изготовления, которые предназначены для бурения с промывкой.

К сожалению, еще не разработаны твердосплавные буровые коронки, специализированные для бурения с продувкой воздухом в криолитозоне.

Практика бурения серийными коронками СМ, СА с продувкой воздухом пока не достигает высоких технико-экономических показателей (скорости бурения, проходки на коронки и себестоимость бурения).

Это объясняется многими факторами: слабой изученностью теоретических основ бурения с продувкой воздухом в многолетней мерзлоте и теории конструирования породоразрушающего инструмента, отсутствием работоспособных конструкций буровых коронок, компрессоров достаточной мощности для бурения глубоких скважин и надежных способов регулирования температурного режима продувки воздухом в скважине.

Работоспособность твердосплавных буровых коронок при продувке воздухом резко снижается в крепких и высокоабразивных породах выше VIII категории буримости. Современная практика бурения в породах IX-XII категорий буримости ориентирована на использование алмазных буровых коронок, но только с промывкой различными промывочными жидкостями. Но, как известно, бурение с промывкой в условиях криолитозоны связано с различными осложнениями и не имеет больших перспектив существенного повышения технико-экономических показателей буровых работ в осложненных условиях.

Поэтому, с самого начала внедрения алмазного бурения в криолитозоне северных и арктических регионов с середины XX века стало очевидной необходимость сочетания высокопроизводительного алмазного бурения с прогрессивной технологией продувки воздухом.

В этом направлении известны первые положительные результаты в зарубежной практике бурения скважин.

В докладе У.И. Гаррис и Г. Джексон (Канадская ассоциация алмазного бурения, 1959 г.) «Современные направления в конструировании алмазных коронок для бурения с продувкой воздухом и газом» [5] отмечается, что на урановых месторождениях Колорадо было доказано на практике возможность применения продувки воздухом при алмазном бурении. Механическая скорость бурения с продувкой повышалась в 3 раза по сравнению с бурением с глинистым раствором. Установлено, что повысился износ коронок, но увеличение скорости проходки, отсутствие расходов на водоснабжение перекрывают увеличение расходов на буровые коронки.

На разведке урановых и полиметаллических руд [3] при бурении скважин с продувкой сжатым воздухом также достигнуты хорошие результаты.

Бурение алмазными коронками с очисткой забоя воздухом, проведенные фирмами США [2] показало высокие механические скорости бурения по песчаникам на глубине 450 м – 9,14 м/час при хорошем состоянии коронок после проходки 25 м.

В отечественной практике известны первые опыты бурения с продувкой воздухом алмазными коронками, рассчитанными на бурение с промывкой.

В 1956 г. в Бургочанском месторождении (Якутия) произведено бурение мелкоалмазными коронками с продувкой воздухом в подземных условиях станком ГП-1 по мелкозернистым окварцованным песчаникам IX категории [8]. В октябре 1958 г. в Эге-Хайской ГРП Якутского ГУ было произведено опытное бурение мелкоалмазными коронками типа А-5 с диаметром 76 мм с продувкой воздухом по песчаникам, на станке ЗИФ-650А с компрессором с производительностью 6 $м^3$/мин и давлением 5 атм.

Алмазное бурение с продувкой воздухом внедрялось в Комсомольской экспедиции Дальневосточного ГУ [4].

Будюковым Ю.Е. [1] проводились испытания импрегнированных алмазных коронок МЦПИ-76 при бурении с продувкой воздухом в Янской ГРЭ Якутского ГУ в 1969-1970 гг.

Нами проводились производственные испытания мелкоалмазных коронок МВ1-76, МВ3-59 по окварцованным песчаникам VIII-XI категорий буримости, в Депутатской ГРП Янской ГРЭ Якутского ГУ [7], коронок КС-76С в гранодиоритах, кварцевых диоритах VIII-XI категорий буримости в Верхне-Индигирской ГРЭ ПГО «Якутскгеология» [6].

Первые отечественные производственные испытания алмазного бурения с продувкой воздухом в северных регионах страны показали следующее:

1. Повсеместно зафиксировано повышение механической скорости бурения при продувке воздухом по сравнению с промывкой водой и глинистым раствором в широком диапазоне пород VIII-XII категорий по буримости;

2. Отмечен повышенный износ матрицы и корпуса коронок и как следствие – снижение проходки на коронку;

3. Отмечены ограниченные возможности регулирования технологии продувки и контроля температурного режима забойного процесса бурения из-за отсутствия высокопроизводительных компрессоров и контрольно-измерительной аппаратуры;

4. Указано на несоответствие конструкций серийных алмазных коронок, рассчитанных на бурение с промывкой, режиму продувки воздухом и на

необходимость создания новых конструкций алмазных коронок для бурения с продувкой воздухом.

Проблемам геологоразведочного бурения с продувкой воздухом посвящены труды многих отечественных исследователей (Елманова И.П., Макурина Н.С., Кудряшова Б.Б., Кирсанова А.И., Горшкова Л.К., Чистякова В.К. и др.), но к сожалению, многие хорошие идеи и теоретические разработки не нашли должной реализации в современной практике геологоразведочного бурения в суровых природно-климатических условиях северных и арктических регионов страны в силу многих обстоятельств.

Одним из главных причин сдерживания дальнейшего прогресса алмазного бурения с продувкой воздухом являются:

1. природные технические алмазы, которыми оснащены буровые коронки первого поколения, плохо переносят высокие температуры и динамические нагрузки при повышенной вибрации бурового снаряда, что характерно в режиме продувки воздухом;

2. жесткий термодинамический процесс работы алмазной коронки на забое скважины при продувке воздухом, существенно снижающий ресурс алмазных коронок в высокоабразивных и твердых породах высоких категорий буримости;

3. отсутствие термо-износостойких совершенных конструкций коронок, обладающих высоким ресурсом в условиях работы коронки на забое скважины в режиме бурения сухого трения с высокоабразивными породами;

4. Отсутствие специализированного комплекса оборудования для бурения с продувкой: транспортабельных компрессоров высокой производительности и давления, эффективных средств осушения и охлаждения сжатого воздуха, контроля и регулирования температуры продувки воздухом в скважине.

Дальнейшие перспективы алмазного бурения с продувкой воздухом связаны с разработкой нового поколения буровых коронок с использованием термо-износостойких синтетических алмазов, нанокомпозитных материалов, с освоением современных технологий повышения термо-износостойкости матриц и корпуса буровых коронок.

Коллективом кафедры ТиТР ГРФ СВФУ имени М.К. Аммосова ведутся исследовательские работы по направлениям:

1. По разработке теоретических основ конструирования породоразрушающих инструментов (твердосплавных и алмазных буровых коронок) для бурения с продувкой воздухом в условиях криолитозоны;

2. По созданию новых конструкций буровых коронок с использованием синтетических алмазов, новых термо-износостойких композиционных материалов;

3. По совершенствованию технологии бурения с продувкой воздухом инженерно-изыскательских и геологоразведочных скважин.

Литература:

1. Будюков Ю.Е. Исследование и разработка специальных алмазных коронок для бурения геологоразведочных скважин. Кандидатская диссертация, Ленинград, ЛГИ, 1972 г.

2. Гитциграт Э.Э. Бурение с очисткой забоя воздухом в США и Канаде. ВИТР, Методика и техника разведки, сб.14, 1959 г.

3. Кардыш В.Г., Мурзаков Б.В., Атякин А.К. Новое в алмазном бурении за рубежом, Бюллетень ОНТИ ВИМС, 1961 г.

4. Козловский Е.А. Практические результаты и направление опытных работ по алмазному бурению с очисткой забоя воздухом. Материалы IV технической конференции Комсомольской экспедиции Дальневосточного ГУ, 1962 г.

5. Колонковое геологоразведочное бурение за рубежом, Бюллетень ОНТИ ВИМС, 1960 г.

6. Скрябин Р.М., Антипин И.Н. Опыт и пути совершенствования алмазного бурения разведочных скважин с продувкой воздухом в Якутии. Межвузовский тематический сборник «Совершенствование техники и технологии геологоразведочных работ», Свердловск, 1990 г.

7. Скрябин Р.М. О технологии алмазного бурения в условиях многолетней мерзлоты, Известия вузов, Геология и разведка, №3, 1964 г.

8. Цейдлер А.А. Бурение мелкоалмазными коронками с продувкой сжатым воздухом. Производственно-технический бюллетень Янского ГРУ, №2, 1956 г.

О ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ КОВШЕБУРА ПРИ РАЗВЕДКЕ РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В КРИОЛИТОЗОНЕ

Татаринов Д.М., Скрябин Р.М., Иванов А.А.

Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск, dm.tatarinov@s-vfu.ru

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 проходки 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. Выбор способа проходки шурфов в первую очередь зависит от горно-геологических условий разведуемого участка. Проходка шурфов способами на «пожог» и на «проморозку» из-за низкой производительности и большой трудоемкости практически не применяются.

Шурфы в зависимости от условий залегания россыпей и степени разведки проводятся сечениями 1,25 (1,0х1,25м), 1,5 м^2, реже 3,2 и 4 м^2. 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 м^2 и глубиной 20 м. приведена на рис.1.

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. 1. Средняя циклограмма проходки одного шурфа с сечением 4 м^2 и глубиной 20 м.

Из циклограммы (рис. 1) 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 бадьи 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 бура.

Ковшовые буры 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;

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 восстановить утерянное доверие к россыпной разведке, создать условия для привлечения на Северо-Восток крупного капитала, что, в конечном счете, 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).

ОСНОВНЫЕ ОСЛОЖНЕНИЯ ПРИ ЭКСПЛУАТАЦИИ САМОХОДНЫХ БУРОВЫХ УСТАНОВОК В ЗИМНЕЕ ВРЕМЯ

Тимофеев Н.Г., Григорьев Б.В., Петров В.Л.
Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, г. Якутск, yakutsk_09@mail.ru

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.

Буровой парк геологоразведочных организаций устаревает из-за отсутствия выпуска отечественными заводами бурового оборудования нового поколения, начался процесс закупки импортного оборудования, обладающего более высокими технологическими возможностями, но недостаточно приспособленного для работы в условиях криолитозоны северных и арктических регионов. К тому же, увлечение импортной техникой, как известно, приводит к постоянной зависимости от зарубежных фирм – поставщиков по обеспечению запасными частями, технологическими средствами, материалами и техническому обслуживанию.

В районах Севера и Арктики задача научно-технического прогресса и внедрения инновационных технологий в бурении скважин приобретают особую актуальность. Требуются современная буровая техника северного исполнения и специфичные технологии, учитывающие особенности климата региона.

Многолетняя мерзлота и сложноструктурное строение вскрышных породных массивов характерны для месторождений Якутии, где температура в зимние месяцы достигает - 50 °С, а средняя годовая - не превышает минус 10-15 °С. Это предопределяет весьма неблагоприятные условия бурового процесса, обслуживания станка и работы смежных механизмов горного производства. Главной причиной осложнений является недоучет температурного фактора, нарушение нормального температурного режима скважины, при котором интенсивность теплообменных процессов между мерзлыми породами и циркулирующей в

скважине промывочной средой, вызывает нарушения агрегатного состояния льда как связующего цемента.

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 °С, происходит мгновенное смерзание выбуренной породы (керна) 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.

В зимнее время года характерны осложнения, связанные с отрицательной температурой окружающей среды. Одной из таких проблем является экстремально низкая температура (ниже -40 С), которая приводит к замерзанию гидравлических рукавов самоходных буровых установок, в последствии к разрыву в местах изгиба рукавов 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.

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;
- необходимо 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°С, что в последствии способствует простою и отставанию от производственного плана.

В этой связи, в районах Севера-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 крупных региональных компаний.

ОЦЕНКА ЭФФЕКТИВНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ НА СРЕДНЕБОТУОБИНСКОМ НЕФТЕГАЗОВОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Туги Э.Р.[1], Скрябин Р.М.[1], Атласов Р.А.[1,2], Николаева М.В.[1,2]

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

2 – Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск

Среднеботуобинское нефтегазовое месторождение входит в Лено-Тунгусскую нефтегазоносную провинцию, расположено в Мирнинском и частично в Ленском районах республики Саха (Якутии), приурочено к

Среднеботуобинской и Курунгской структурам на северо-востоке Непско-Ботуобинской антеклизы (рис. 1).

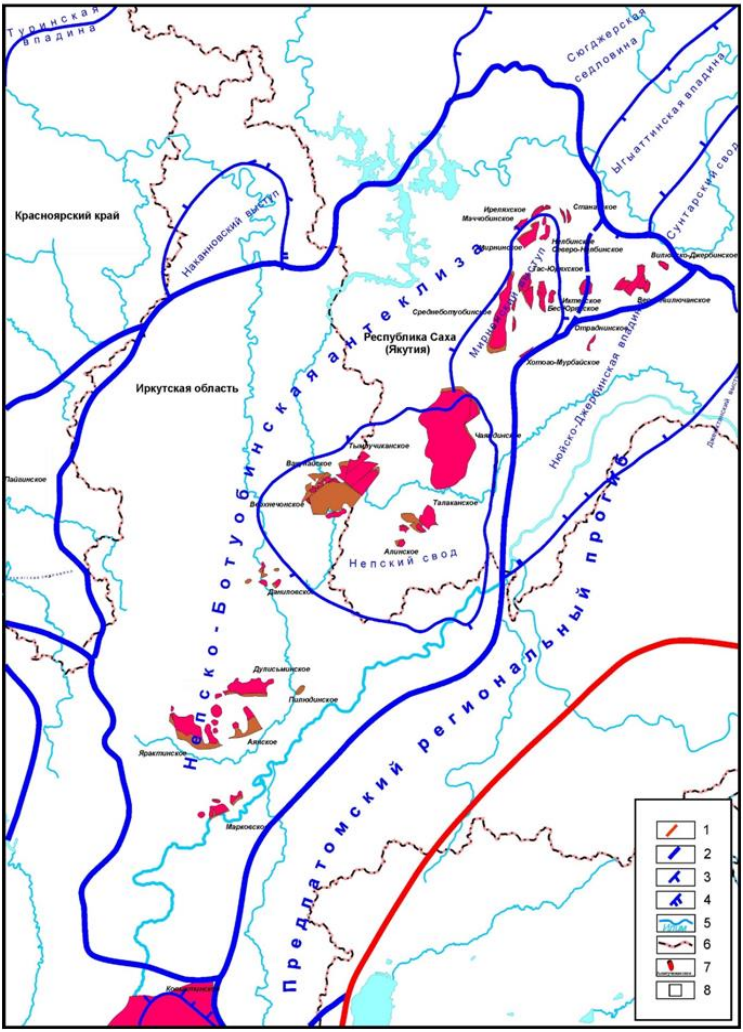


Рис. 1. Среднеботуобинское нефтегазоконденсатное месторождение. 1 - граница платформы; 2 - границы надпорядковых тектонических структур; 3 – границы тектонических структур второго порядка; 4 - границы тектонических структур первого порядка; 5 - гидросеть; 6 - административные границы областей; 7 - месторождения нефти и газа; 8 - площадь прогнозных исследований.

Здесь с 1976 по 1987 годы были произведены шесть ядерных взрывов мощностью 15 килотонн из серий взрывов «Ока», «Шексна», «Нева» для интенсификации притока нефти и газа и один взрыв мощностью 3,2 кт для создания подземного нефтехранилища.

Согласно существующей схеме районирование территории Республики Саха (Якутия) по перспективам нефтегазоносности месторождение расположено в пределах Ботуобинского нефтегазоносного района Непско-Ботуобинской нефтегазоносной области обширной Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции.

Основные перспективы нефтегазоносности месторождения связаны с залежами осинского и ботуобинского горизонтов северного и центрального блоков. В результате проведения разведочных работ произведен подсчет запасов газа ботуобинского горизонта по промышленным категориям, доказана промышленная ценность нефтяной залежи центрального блока и дана предварительная оценка запасов нефти ботуобинского горизонта. Залежи выявлены на глубине 1427-1950 м. - залежи пластов Б1-2 (осинский горизонт) билирской и В5 (ботуобинский горизонт) бюкской свит. В отдельных скважинах получены притоки УВ из пластов В12 (улаханский горизонт) и В13 (талахский горизонт) курской свиты.

В 60-е и 70-е годы в СССР и США [1] был разработан ряд предложений по использованию ядерно-взрывной технологии (ЯВТ) в различных промышленных назначениях, одним из которых являлось использование ЯВТ для увеличения притоков нефти и газа из малодебитных залежей.

С 1957 по 1973 гг. на территории США было произведено 27 мирных ядерных взрыва в рамках программы Operation Plowshare, 3 из которых были осуществлены в целях интенсификации добычи нефти и газа: проекты Gasbuggy (1967), Rulison (1969) и Rio-Blanco (1973) [2].

На территории СССР с 1965 по 1988 гг. было осуществлено 124 мирных ядерных взрыва в рамках Программы №7, 21 из которых были направлены на интенсификацию добычи нефти и газа.

В (табл. 1) приведена оценка проектов СССР и США по интенсификации притока нефти и газа [3].

Вследствие того, что залежи природных углеводородов располагаются на глубине свыше 1000 м, для данного направления ЯВТ характерно использование камуфлетных взрывов, при которых не происходит прорыва, образующейся при взрыве, полости в атмосферу, что необходимо для полного удержания радиоактивных продуктов в центральной зоне взрыва (ЦЗВ) [3].

Таблица 1

Оценка проектов по интенсификации притока нефти и газа

Объект	Порис-тость, %	Прони-цаемость (мД)	Кол-во произве-денных взрывов	increase in hole production	additional fuel recovery per explosion (103m3)
Бутан	15 - 20	4 - 64	5	1,4-1,5	80
Гелий	8 - 10	5 - 20	5	1,6-1,8	-
Грифон	10 - 15	20-40	2	1,5-1,6	120
Нева	10 - 12	0,2-0,4	6	>20	80
Ангара	10 - 12	0,1-0,2	1	15	-
Бензол	25	0,01-0,02	1	-	-
Gasbuggy	10 - 12	0,1-0,2	1	06 - 8	-
Rulison	7 - 9	0,2-0,4	1	10 - 15	-
Rio-Blanco	4 - 6	0,1	3	10 - 15	-

При ядерном взрыве выделяется огромная энергия, создаются очень высокие давления и температуры, возникают мощные волны: ударные, сжатия и сейсмические. Процесс подземного ядерного взрыва подразделяют на четыре фазы: ядерной реакции, гидродинамическое, квазистатическое и терморадиоционного воздействия. Вся энергия в основном выделяется в первой фазе взрыва, которая длится менее микросекунды [4, 5].

При этом на каждую килотонну мощности выделяется около 10^{12} калорий энергии, что эквивалентно энергии взрыва 1000 т тринитротолуола.

Применение ПМЯВ на Среднеботуобинском нефтегазоконденсатном месторождении. В 1976 - 1987 гг. было проведено семь подземных ядерных взрывов - на глубинах свыше 1500 м. для увеличения притоков газа и нефти из осинского горизонта и один взрыв на глубине 850,3 м для создания емкости - хранилище в соляных отложениях (рис. 2).

Интенсификация притоков нефти и газа из скважин:

«Ока» скв. 42, 05.11.76 г.; в 38 км от с. Таас-Юрях; 15 кт

«Вятка» скв 43, 08.10.78 г.; в 26 км от с. Таас-Юрях; 15 кт

«Шексна» скв. 47, 08.10.79 г.; в 7 км от с. Таас-Юрях; 15 кт

«Нева-1» скв. 66, 10.10.82 г.; в 31,5 км от с. Таас-Юрях; 15 кт

«Нева-2» скв. 68, 07.07.87 г.; в 40,5 км от с. Таас-Юрях; 15 кт

«Нева-3» скв. 61, 24.07.87 г.; в 42.5 км от с. Таас-Юрях; 15 кт

Создание подземной емкости для хранения нефти:

«Нева-4» скв. 101, 12.08.87 г.; в 41,5 км от с. Таас-Юрях; 3,2 кт

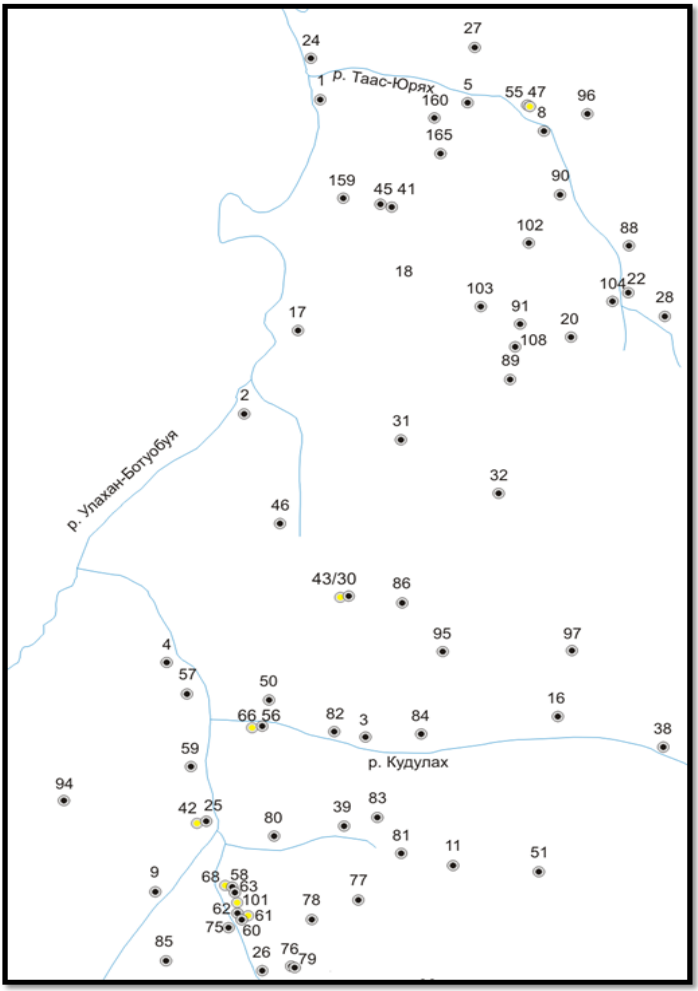


Рис. 2. Схема расположения скважин на Среднеботуобинской площади. Объекты МиЯВ: «Ока» скв. 42, «Вятка» скв. 43, «Шексна» скв. 47, «Нева-1» скв. 66, «Нева-2» скв. 61, «Нева-3» скв. 68, «Нева» скв. 101

Оценка эффективности проведения ПМЯВ. В результате применения мощного термобарического воздействия (эксперименты “Вятка”, “Нева”,

“Ока”, “Шексна”) в соседних скважинах были получены притоки нефти и газа. Авторами проведено сопоставление результатов испытания по скважинам, задействованным в данных экспериментах, до и после их проведения. В четырех случаях на этих скважинах проводилась опытно-промышленная эксплуатация (ОПЭ).

Необходимо отметить, что в большинстве случаев (исключение скважина №30) в ходе ОПЭ наблюдалось снижение продуктивности. При записи конечных КВД добиться восстановления пластового давления не удавалось, что может являться как следствием затрудненной связи с дальней зоной пласта, так и следствием самого воздействия. При мощных взрывах в плотных средах наряду с зоной разуплотнения может формироваться кольцо уплотнения.

Литература:

1. Surface radioactivity at the Plowshare gas-stimulation test sites [microform] : Gasbuggy, Rulison, Rio Blanco / S.H. Faller, 1995

2. Вожов В.И. Гидрогеологические условия месторождений нефти и газа Сибирской платформы. М.: Недра, 1987. 204 с.

3. The future supply of nature-made petroleum and gas : technical reports / J. Barnea and M. Grenon, scientific secretaries ; R.F. Meyer, editor, 1977.

4. Nuclear Proliferation and Safeguards: Appendix Volume II, Part One, Peaceful nuclear explosions, 1977

5. M.D. Nordyke. The Soviet program for peaceful uses of nuclear explosions, 2000.

ГЕОРАДАРНОЕ ОБСЛЕДОВАНИЕ НАМЫВНЫХ ГРУНТОВ (НА ПРИМЕРЕ УЧАСТКА СТРОИТЕЛЬНОЙ ПЛОЩАДКИ В 203 МКР. Г. ЯКУТСКА)

Туктаров Р.М.[1], Куляндин Г.А.[2]

1 – Якутский филиал ФИЦ ЕГС РАН, г. Якутск

2 – Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН, г. Якутск

Малоблагоприятные инженерно-геологические и сейсмические свойства намывных грунтов в 203 квартале г. Якутска (постоянные плюсовые температуры, обводнённость, неизбежные утечки технических вод под здания, весенние паводки р. Лены, глобальное потепление климата) могут привести к дальнейшему растеплению грунтов, понижению их

несущей способности. Георадиолокационный метод исследования позволяет выявлять в толще грунтов включения неоднородностей, структурные изменения и нарушения.

Метод георадиолокации основан на явлении отражения электромагнитной волны от границ неоднородностей в изучаемой среде, на которых скачкообразно изменяются электрические свойства – электропроводность и диэлектрическая проницаемость. Излучаемые георадаром электромагнитные сверхширокополосные импульсы, распространяясь в обследуемой среде, отражаются от находящихся там объектов, слоев грунта принимаются антенной, усиливаются, преобразуются в цифровой вид, обрабатываются на компьютере, далее информация об обнаруженном объекте визуализируется на мониторе [1].

Основными величинами, измеряемыми при георадарных исследованиях, являются время пробега электромагнитной волны от источника до отражающей границы и обратно до приемника, а также амплитуда этого отражения. Такими границами раздела в исследуемых средах являются, например, контакт между сухими и влагонасыщенными грунтами (уровень грунтовых вод), контакты между породами различного литологического состава, между породой и материалом искусственного сооружения, между мерзлыми и талыми грунтами, между коренными и рыхлыми породами, между слоями нового и старого асфальта [1]

Первые полевые георадиолокационные работы ЯФ ФИЦ ЕГС РАН были проведены на площадке одного из домов в 203 квартале г. Якутска. Целью исследования являлось определение мощности слоев различных сред в толще исследуемой площадки и выявление структурных неоднородностей. Данные получены георадаром ОКО-3 (группа компаний «ЛогиС-Геотех», Россия) с применением антенного блока АБ-150 (центральная частота 150 МГц) [3]. Передвижение антенных блоков на участках осуществлялось оператором пешком. Обработка выполнена программой GeoScan 32 [4].

Выявление нарушенных структур в толще пород выполнялось по анализу волновой картины. Критериями их выявления являются: изменение времени задержки сигналов, образующих синфазные оси дифракции электромагнитных волн, отображающиеся на радарограмме как чередующиеся белые и черные линии; разрыв осей синфазности [1, 2].

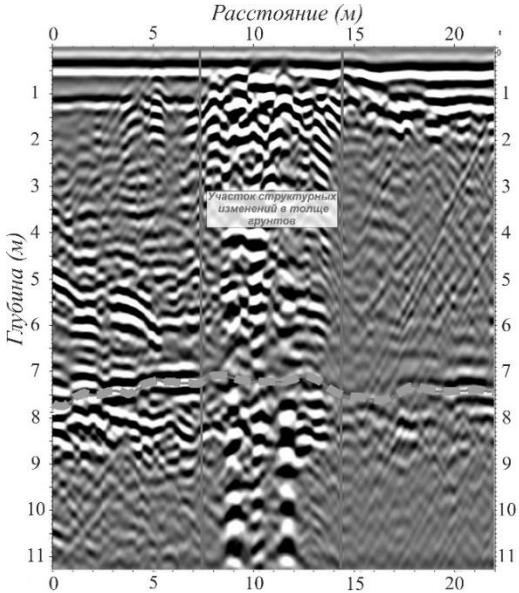


Рис. 1. Георадиолокационный разрез по профилю P0111_0004 (Пунктирная линия – граница сред).

Рассматривая эти характеристики более подробно можно отметить также и различную интенсивность амплитуд отраженных сигналов, которая зависит от свойств граничащих пород. Обоснованность такого подхода к интерпретации георадиолокационных данных, в данном случае, определена тем, что оси синфазности образованы сигналами, отраженными от границ слоев горных пород и в тех местах, где происходит прерывание осей синфазности, совершенно определенно, изменяется структура породы. На (Рис. 1) представлен пример проявления структурной неоднородности грунтов на георадиолокационном разрезе. Так на отрезке 7–14 метров по профилю P0111_0004 наблюдается изменение волновой картины, связанное со структурными неоднородностями в толще песков. Они прослеживаются на глубину ориентировочно до 6 метров, и характеризуются изменением (увеличением) интенсивности амплитуд, низкочастотностью сигналов, а также прерыванием осей синфазности. Граница слоя техногенных образований в грунтах наблюдается в диапазоне глубин 7,0–7,8 м. На отрезке 0-6 м по профилю на глубине 5,0-6,6 м присутствуют границы в толще насыпи. Ниже, по оси синфазности, прослежена еще одна граница

грунтов в диапазоне глубин 7,5-8,5 м практически однородная, с высокой интенсивностью амплитуд на отрезке от 0 до 14 м и малой – 14-22 м.

На (рис. 2) представлено площадное распределение техногенных образований по контуру жилого дома на основе данных георадиолокации. Визуально можно наблюдать изменение мощности в пределах 6-9 м.

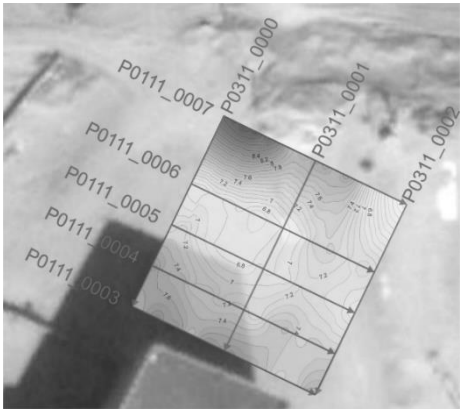


Рис. 2. Георадиолокационные профили и глубина подошвы в изолиниях (м) техногенных образований на территории многоквартирного жилого дома в 203 квартале г. Якутска.

В результате выполненной работы по георадиолокационному исследованию участка под жилой дом на 203 квартале г. Якутска определены литологические границы в рыхлых грунтах. Выделена мощность техногенных образований. Прослежены структурные и локальные неоднородности в толще намывных песков, которые должны учитываться при строительстве дома. По полученным данным построено площадное распределение техногенных образований по контуру жилого дома.

Литература:

1. Владов М.Л. Введение в георадиолокацию // М.: Издательство МГУ, 2004. – 153 с.

2. Гринев А.Ю. Вопросы подповерхностной радиолокации: коллективная монография // под ред. А. – М.: Радиотехника, 2005. – 416 с.

3. Техническое описание и инструкция по эксплуатации на Георадар "ОКО-2". http://www.geotech.ru/files/georadar/gprtov26beta303.pdf

4. Руководство пользователя программой «GeoScan32». // http://logsys.ru/download/new/geoscan32manual.pdf

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОРАДИОЛОКАЦИОННОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ЛЬДОВ НА УРБАНИЗИРОВАННОЙ ТЕРРИТОРИИ КРИОЛИТОЗЫ

Фёдоров М.П.
Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН, г. Якутск,
mpfedoroff@gmail.com

В настоящее время постепенно осваиваются территории криолитозоны. Под воздействием хозяйственной деятельности изменяется природный комплекс. Все это приводит к специфическим условиям строительства в условиях криолитозоны. Требования к строительству на многолетнемерзлых грунтах основывается на всестороннем изучении геокриологической обстановки на территории застройки.

Известно, что существует генетическая классификация подземных льдов, разработанная еще в 1959 г. Шумским П.А. [1]. Согласно классификации подразделяются льды на механизмы образования, размеров, форм и условий залегания. Картирование распространения подземных льдов в плане и по глубине является одной из главных и сложных научно-производственных задач. От знания и умения решать эту задачу в немалой степени зависит качество проектно-изыскательских работ, надёжность и устойчивость эксплуатации инженерных сооружений, построенных по I принципу [2] строительства с сохранением в основании многолетнемёрзлых пород [3].

Объектом исследования являлся участок под преполагаемое строительство в с. Чурапча, Чурапчинского улуса, Республики Саха (Якутия). Обследования выполнены в середине апреля 2016 г. методом георадиолокации. Данные получены георадаром «ОКО-2» (ООО «ЛогиС», Россия) с применением антенных блоков АБ-400М (центральная частота 400 МГц) и АБ-150 (центральная частота 150 МГц). Расположение георадиолокационных профилей нанесено на план (рис. 1). В результате обследования участка получено 19 георадиолокационных файлов. Для подтверждения данных георадиолокации произведено бурение 5 скважин.

Данные георадиолокации обработаны программой «GeoScan32» (ООО «ЛогиС», Россия). На основании скважин N 1-5 проведена оценка георадиолокационных данных. Установлено, что на георадиолокационных разрезах в пределах изучаемого участка прослежен верхний слой суглинков мощностью порядка до 2-3 м, далее выявлен подземный лед,

распространившийся до глубины 12 м. Результат анализа заверочного профиля, полученного поперек всех продольных профилей, показал соответствие простирания подземного льда, и схожесть геологического строения.

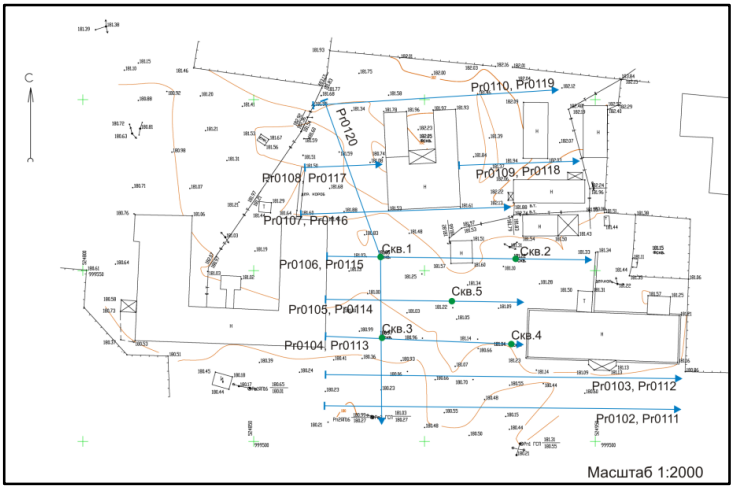


Рис. 1. Расположение георадиолокационных профилей на плане

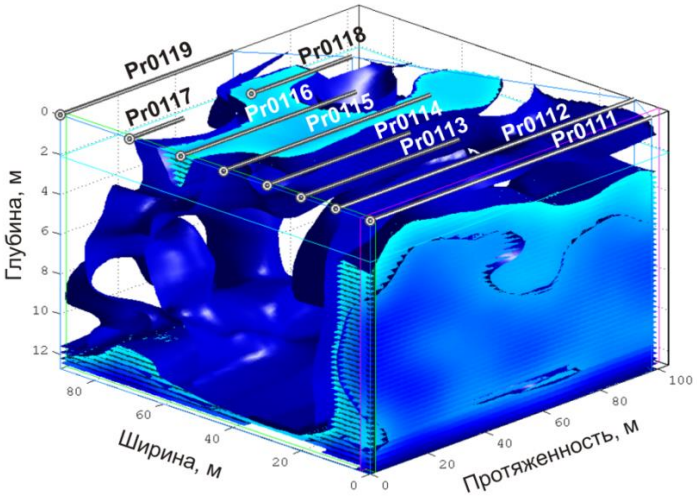


Рис. 2. Распределение подземного льда по данным георадиолокации

Параметры среды и характеристики волнового поля радарограмм проанализированы с помощью программы «Георадар-Эксперт» (Россия) [4]. На основе анализа построен промежуточный куб, в котором представлены данные георадиолокации, позволившие визуализировать подземный лед. В результате получены новые фактические данные о сложном распределении подземного льда на урбанизированной территории (рис. 2).

Литература:

1. Войтковский К.Ф. Основы гляциологии. М.: Наука, 1999, 256 с.

2. Вакулин А.А. Основы геокриологии. Тюмень: Изд-во Тюменский гос. ун-т, 2011, 220 с.

3. Нерадовский Л.Г., Сыромятников И.И., Урбан А.А., Мельчинов В.П. Опыт комплексного изучения подземного инъекционного льда // Инженерные изыскания, 2013, №3, С.46-53.

4. Руководство пользователя программой «ГЕОРАДАР-ЭКСПЕРТ». Режим доступа /http://georadar-expert.ru/download/georadar_expert_manual_ rus.zip

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ РАЗРАБОТКИ ПАЙКА-СВАРОКЛИНОВОГО СПОСОБА КРЕПЛЕНИЯ ПЛАСТИН-РЕЗЦОВ К КОРПУСУ БУРОВОЙ КОРОНКИ

Федоров Л.Н., Ермаков С.А.

Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН, г. Якутск,

lnfedorov@mail.ru

Применение съемных резцов из сверхтвердых материалов в буровых коронках сдерживается из-за отсутствия надежных разъемных креплений. Известные разъемные клиновые крепления с применением сварки и пайки требуют существенной доработки [1, 2]. Так применение крепления по патенту РФ №2574091 в кольцевых коронках диаметром 93 мм и менее ограничивается действием на резец высокой температуры сварки. Однако, если в этих коронках сначала приварить хвостовик к корпусу коронки, и только затем припаять к нему резец, то действие высокой температуры сварки будет исключено. На такой пайка-свароклиновой способ крепления подана заявка во ВНИИГПЭ на изобретение.

Наиболее трудоемкой технологической операцией реализации пайка-свароклинового способа крепления является пайка встык приваренного в пазу стального хвостовика и двухслойной пластины со сверхтвердым

покрытием и твердосплавной подложкой. Сложность заключается в том, что во время пайки пластина-резец боковой стороной должна быть прижата к торцу хвостовика с припоем и передней плоскостью к стенке паза. Первое требование направлено на выдавливание воздушных пор и газовых включений, образующихся при плавлении флюса. При отсутствии или неполном контакте передней плоскости со стенкой паза при зажиме клином из-за выпуклости и микронеровностей пластины в ней возникают изгибные моменты, особенно в зоне пайки. Поэтому выполнение второго требования обеспечивает минимальное дополнительное напряженное состояние, как самой пластины-резца, так и зоны пайки.

Для выполнения этих дополнительных требований к технологии пайки разработаны специальные приспособления в виде наружной и внутренней обойм к корпусу коронки. На (рис. 1) показано приспособление для пайки скважинообразующих резцов. Внешняя обойма 1 имеет внутреннюю цилиндрическую проточку с легкопрессовой посадкой на корпус 2 коронки со скважинообразующими пластинами-резцами 3. Вторая внутренняя цилиндрическая проточка на обойме на 2-3 мм больше наружного диаметра коронки и имеет три прижимных винта 4, ориентированные радиально на пластины-резцы. Прижим пластин-резцов к стенкам пазов осуществляется путем вбивания клина в пропилы 5, соединяющиеся с отверстием под боковые конические штифты. Нагрев зоны пайки осуществляется газовым пламенем со стороны хвостовика 6, и когда флюс и припой расплавятся, винтом 4 дожимают пластину-резец к хвостовику, и как только припой начнет выходить из зазора, прижим прекращают. После пайки следует иметь в виду, что при наличии выпуклостей (вогнутостей) пластины будут вначале напряжены, но при нагреве во время пайки зона контакта передней стенки паза пластически сдеформируется и при достаточном усилии зажима клином будет всей плоскостью прилегать к неровной поверхности пластины-резца. Микрорельеф пластины также отпечатается на передней стенке, что обеспечит хорошее сцепление контактирующих поверхностей. Все это значительно снизит напряженное состояние резца от усилия зажима, и оно будет более равномерным, хотя неровности поверхности пластин-резцов сохранятся. При чисто клиновом креплении, когда стенки пазов не нагреваются до пластического состояния, пластина-резец оказывается предварительно напряженной, поэтому ее эксплуатационная прочность значительно снижается.

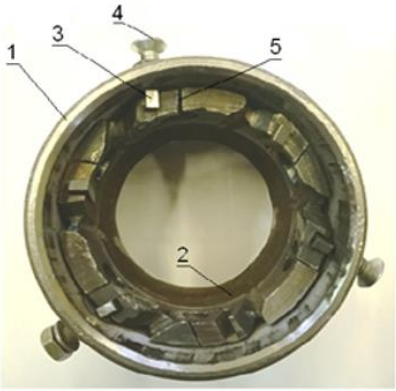


Рис. 1. Наружная обойма с прижимными винтами

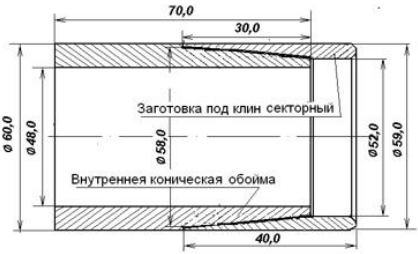


Рис. 2. Заготовки для изготовления клина к конусной поверхности

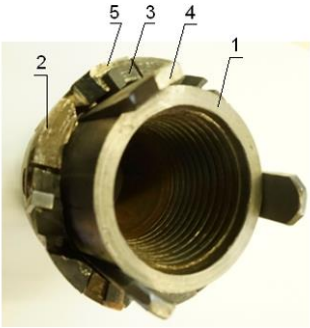


Рис. 3. Общий вид коронки с приспособлениями для пайки кернообразующих пластин-резцов

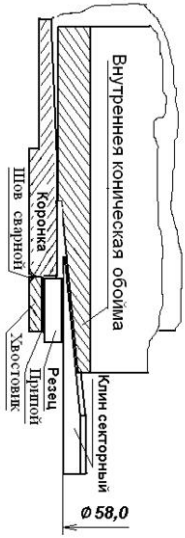


Рис. 4. Приспособление для прижатия пластин-резцов к хвостовику после расплавления припоя

Таким образом, пайка хвостовика с пластиной-резцом в пазу корпуса коронки с одновременным ее зажимом обеспечивает плотный контакт без

наведения в ней механических напряжений, благодаря вдавливанию выпуклости (вогнутости) микрорельефа поверхности резца в нагретые стенки паза. А это, в свою очередь, устраняет необходимость удаления дорогостоящим шлифованием геометрических отклонений формы пластин-резцов со сверхтвердым покрытием.

Литература:

1. Федоров, Л. Н. Пат. 2574091 Российская Федерация МПК Е 21 В 10/48. Буровая колонка с клиновым зажимом резцов / Федоров Л. Н., Ермаков С. А. Заявитель и патентообладатель Федер. гос. бюдж. Учреж-дение науки Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН. - № 2014145402/03; заявл. 11.11.2014; опубл. 10.02.2016. Бюл. №4 – 6 с.

2. Исследование и разработка эффективных конструктивных и технологических параметров подземной и открытой геотехнологии, методов освоения недр криолитозоны: Отчет промежуточный о НИР по проекту в ИСГЗ ФАНО 0382-2016-0001 / ФГБУН ин-т горн. дела Севера им Н.В. Черского СО РАН; рук. Ткач С.М. – Якутск, 2018. –97 с.

О МОДЕЛИРОВАНИИ ПРОЦЕССОВ ДОРАЗВЕДКИ И РАЗРАБОТКИ ХАРБАЛАХСКОГО УГОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Хоютанов Е.А., Гаврилов В.Л., Федоров В.И.

Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН, г. Якутск,

khoiutanov@igds.ysn.ru

Харбалахское каменноугольное месторождение расположено в Нижне-Алданском угленосном районе Ленского бассейна, который ассоциируется с отложениями чечумской свиты верхнеюрского возраста. Месторождение разведано системой профилей через 100-150 м с шагом между скважинами 50-100 м [3]. Промышленное значение имеет угольный пласт «Карьерный», характеризующийся широким площадным развитием и состоящий из двух угольных пачек. Мощность пласта колеблется от 6,5 до 9,8 м, при этом мощность верхней пачки – от 3,1 до 4,5 м, нижней – от 2,7 до 4,7 м. Пласт выдержанный, разделён прослоем песчаника мелкозернистого, реже, алевролита крупнозернистого, мощностью от 0,15 до 1,3 м. Угли среднезольные (A^d по пласту – 24,6 %, угля – 14,1 %, верхней пачки – 15,2 %, нижней – 12,9 %, породного прослоя – 83 %), малосернистые и малофосфористые. По выходу летучих веществ и характеру нелетучего

остатка относятся к марке «Д» по международной классификации. Угли являются каменными с низкой степенью метаморфизма и могут быть использованы в качестве энергетического топлива. Четкая разница между пачками обусловлена различным петрографическим составом полезного ископаемого. Нижняя сложена блестящими и полублестящими углями, верхняя – матовыми. Гидрогеологические и горно-технические условия эксплуатации благоприятные. Остаточные балансовые запасы по угольному пласту «Карьерный» для открытой отработки по категории $B+C_1$ на 01.01.2017 г. составляли 3898 тыс. т. Четкие пространственные границы Харбалахского месторождения не установлены. По особенностям тектонического строения, выдержанности угольных пластов и другим особенностям геологического строения Харбалахское месторождение согласно инструкции ГКЗ МПР РФ относится ко II группе сложности.

Недропользователем является открытое акционерное общество «Телен», зарегистрированное в пос. Ытык-Кель Таттинского района (улуса) Республики Саха (Якутия). Действующий разрез обеспечивает потребности в угле населенных пунктов Таттинского, Чурапчинского, Амгинского и других улусов. За последние 10 лет открытым способом добыто более 1200 тыс. т угля. Потери составили 5,2 %. Производительность по добыче в Харбалахском разрезе в последние годы имеет устойчивую тенденцию к повышению. В 2016 г. добыто 133,5 тыс. т [1], а в 2017 г. – более 150,0 тыс. т. Это связано с ростом объёмов реализации угля по государственному заказу для нужд ГУП ЖКХ РС (Я), на долю которого приходится до 80 % общей добычи разреза.

Вскрышные работы проводятся с буровзрывным и механическим (бульдозерами) рыхлением горных пород. Угольный пласт «Карьерный», как правило, в почве подстилается песчаниками и алевролитами, а в кровле перекрывается преимущественно среднезернистым и мелкозернистым песчаником. На участках, где угольный пласт подвергся частичному размыву, он перекрывается песчано-гравийной смесью и, реже, песком и глиной. На участках полного размыва пласт замещается речными песчано-галечными отложениями.

Из-за относительно большой мощности вскрышных пород (до 23,0 м), наличия породного прослоя выемка угля согласно проекту осуществляется четырьмя уступами. Первый (вскрышной) уступ глубиной от 7,0 до 23,0 м предусматривает уборку пород, покрывающих полезное ископаемое. Второй уступ (от 2,7 до 4,5 м) – выемку верхней угольной пачки. Третий уступ (от 0,15 до 1,3 м) предназначен для выемки маломощного породного

прослоя. Четвертый уступ (от 2,7 до 4,7 м) предусматривает выемку нижней угольной пачки.

Качество добываемого и отгружаемого потребителям полезного ископаемого на оперативном уровне практически не контролируется. Для дробления угля и попадающей в него при выемке пустой или высокозольной породы используется дробильно-сортировочная установка. Перевозка угля в котельные и для нужд населения производится автотранспортом при ярко выраженной сезонности в потреблении.

В настоящее время перед ОАО «Телен» встала задача доразведки месторождения на основе полученной лицензии. Такая необходимость в первую очередь вызвана тем, что основная часть достаточно больших остаточных запасов находится под действующей промышленной площадкой разреза, для переноса которой требуются значительные финансовые и материальные ресурсы.

Проведенный анализ показывает, что поэтапное проведение доразведки, проектирования, планирования и отработки рассматриваемого месторождения целесообразно выполнять с учётом тех современных тенденций, которые уже на начальном этапе находились бы в тренде эффективного и ресурсосберегающего недропользования. В работе, как показывает накопленный в ИГДС СО РАН опыт, необходимо учитывать потребность в выполнении ряда базовых взаимосвязанных и взаимодополняющих процедур.

Формирование единого информационного пространства предприятия с созданием уже на начальном этапе цифровой базы данных по месторождению с восстановлением всей информации о результатах предыдущих этапов разведки и эксплуатации (координаты разведочных выработок, данные геофизических исследований, интервального опробования с качественными характеристиками угля и структурой пластов).

Построение цифровых 3D моделей залежи с максимальной детализацией сложного по структуре пласта.

Исследование методами геостатистики характера и закономерностей пространственного распределения запасов угля и его качества в недрах с построением карт качества.

Определение рациональных параметров и плотности разведочной сети с максимальным использованием методов дистанционного зондирования, например, с выявлением и оконтуриванием кровли пласта или сезонно-деятельного слоя методом георадиолокации [2]; дистанционной оценкой

влажности горных пород и её изменения под воздействием различных природно-климатических и техногенных факторов в пределах деятельного слоя горного массива криолитозоны [5].

Оценка достоверности геологической информации на основе количественных методов [4].

Моделирование условий и порядка отработки отдельных добычных блоков с учётом качества угля в них.

Исследование геотехнологических процессов для оптимизации их параметров, построения систем управления качеством угля, учитывающих опыт других угольных предприятий России и Якутии.

Планирование вскрышных и добычных работ с использованием горно-геологических информационных систем, например, «Mineframe», одного из основных инструментов детального изучения и моделирования, дополняющих и значительно расширяющих возможности применяемого на разрезе программного обеспечения «Кредо-Диалог».

Всю работу, этапность которой в динамике может быть скорректирована и дополнена, планируется выполнять в тесном сотрудничестве с недропользователем.

Литература:

1. Гаврилов В.Л. Состояние и перспективы добычи и потребления угля в центральных районах Якутии / В.Л. Гаврилов, В.Г. Иванов, А.А. Кугаевский, П.Д. Рахлеев // Горн. информ.-аналит. бюл. – 2017. – № 11 (спец. выпуск 24). – С. 422–430. DOI: 10.25018/0236-1493-2017-11-24-422-430.

2. Куляндин Г.А. Георадиолокационные исследования структурных особенностей и обводненности перекрывающих пород при отработке угольных месторождений открытым способом / Г.А. Куляндин, А.В. Омельяненко, Л.Л. Федорова // Записки горного института. – 2013. – Т. 200. – С. 49–53.

3. Отчет об оперативном подсчете запасов каменного угля Харбалахского месторождения по состоянию на 01.01.2017 г. В 2-х т. / рук. : Моякунов Э.В.; исполн.: Галенчиков С.А. – Якутск: ОАО «Телен», 2017. – Т. 1. – 78 с.

4. Рогова, Т. Достоверность запасов угольных месторождений. Количественная оценка и мониторинг / Т. Рогова, С. Шаклеин. – Saarbrucken : Lambert Academic Pablishing, 2011. – 502 с.

5. Федорова, Л.Л. Георадиолокационная оценка влажности горных пород / Л. Л. Федорова, Г.А. Куляндин, К.О. Соколов // Горн. информ.-аналит. бюл. – 2017. – № 8. – С. 152–158.

ПРОМЫВКА И ОБЕСШЛАМЛИВАНИЕ ВЫСОКОГЛИНИСТЫХ ПЕСКОВ

Ширман Г.В.
Институт горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН, г. Якутск,
shirman@inbox.ru

В лаборатории обогащения полезных ископаемых ИГДС СО РАН разработан и изготовлен опытный образец аппарата дезинтеграции и классификации глинистых материалов (рис. 1), принцип работы которого заключается в комплексном последовательном воздействии на промываемый материал в воздушной и водовоздушной средах.

Рис. 1. Общий вид аппарат дезинтеграции и классификации.

В процессе промывки глинистых руд и песков происходит частичное обогащение материала за счет удаления в слив шламистых фракций глины, а совмещение промывки с классификацией материала и удаление из процесса крупных классов положительно сказывается на степени обогащения.

Разработанный аппарат работает следующим образом. Исходный материал подается на приемный лоток, где под действием струй воды начинает размываться и самотёком поступает на колосниковую решетку. При перемещении по наклонной решётке, под интенсивным действием струй воды, происходит отмыв глинистой примазки и отделение мелочи от крупного материалам. В ходе первого этапа классификации, фракция крупнее 20 мм сбрасываются с грохота в отвал, а фракция крупностью менее 20 мм погружается в ванну. На просеивающей поверхности гидрогрохота с размером ячеек 5 мм, исходные пески продолжают дезинтегрироваться в водной среде под интенсивным воздействием воздуха в режиме барботажа. При этом происходит второй этап классификации: фракция крупнее 5 мм уходит в бункер и выгружается в галечный отвал, а материал крупностью менее 5 мм выводятся в бункер песковой фракции, откуда поступает на дальнейшее обогащение. Одновременно через сливной порог происходит непрерывное удаление шламистых фракций в слив или направляется на обогащение.

Аппарат обеспечивает дезинтеграцию, гидравлическую классификацию и удаление шламистых фракций. Разработанный аппарат не имеет движущихся частей, прост в изготовлении и обслуживании, характеризуется низкой энергоемкостью и высокой эксплуатационной надежностью.