

ГЕОЛОГИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ И РЕСУРСНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ УРАЛА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

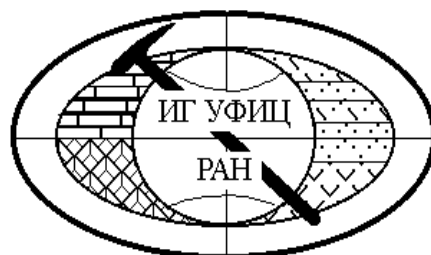


Сборник статей VI Всероссийской молодёжной
геологической конференции с международным участием

Министерство науки и высшего
образования Российской Федерации



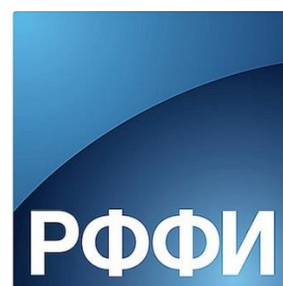
Институт геологии
Уфимского федерального
исследовательского центра
Российской академии наук



Российское минералогическое общество
Башкирское отделение



Российский фонд фундаментальных
исследований



ГЕОЛОГИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ И РЕСУРСНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ УРАЛА
И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Сборник статей VI Всероссийской молодёжной
геологической конференции с международным участием

Уфа 2018

УДК 55(470,57)

ББК 26.3

Г 35

Редколлегия: к.г.-м.н. И.Р. Рахимов, Р.И. Зайнуллин, к.г.-м.н. А.В. Сначёв

**Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и
Г 35 сопредельных территорий:** Сборник статей VI Всероссийской
молодёжной геологической конференции, Уфа, 25–29 сентября 2018 г.
– Санкт-Петербург: Свое издательство, 2018. – 293 с.

ISBN 978-5-4386-1623-8

В сборник статей VI Всероссийской молодёжной геологической конференции “Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий”, 25–29 сентября 2018 г., проводимой Институтом геологии УФИЦ РАН, вошли материалы из 30 научно-образовательных и производственных организаций Уфы, Екатеринбурга, Новосибирска, Сыктывкара, Москвы, Казани, Орска, Ростова-на-Дону, Новочеркасска, Красноярска, Оренбурга, Октябрьского, Самары, Мирного, Санкт-Петербурга (Российская Федерация); Гюмри (Республика Армения); Гомеля (Республика Беларусь); Алматы (Республика Казахстан). Представлены доклады о состоянии и перспективах минерально-сырьевой базы и геологической науки Урала и сопредельных территорий.

Материалы будут интересны для широкого круга специалистов, занятых в различных областях геологии, геофизики, геоэкологии, геохимии.

Проведение конференции поддержано РФФИ, грант №18-35-10027 мол_г.

Оргкомитет

Ковалёв Сергей Григорьевич, д.г.-м.н. – председатель
Рахимов Ильдар Рашитович, к.г.-м.н. – заместитель председателя
Сначёв Александр Владимирович, к.г.-м.н.
Шарипова Айсылу Азатовна
Ковалёв Сергей Сергеевич
Зайнуллин Руслан Ишмуратович

Материалы публикуются в авторской редакции

УДК 55(470,57)

ББК 26.3

ISBN 978-5-4386-1623-8

© Коллектив авторов, 2018

© ИГ УФИЦ РАН, 2018

Содержание:

1. РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

- А.А. Гурова** Литологические особенности песков Палео-дона в окрестностях Новочеркасского холма 9
- Е.О. Криворучко, Ю.А. Шилович** Геология и вещественный состав четвертичных отложений окрестностей озера Гиньково Глубокского района Витебской области 12
- О.Ю. Мельничук** Краткая геологическая история формирования Франфемских толщ Кодинского блока Алапаевско-теченской зоны (Средний Урал, ВосточноУральская Мегазона) 17
- П.В. Панкратьев, А.В. Колomoец, В.С. Пантелеев** К характеристике чёрных сланцев Кумакского рудного района 22
- А.О. Хотылев** Мезопротерозойский базитовый магматизм Башкирского Мегантиклинория: закономерности и характеристики 24
- Л.А. Шмелёва** Риф Большая Косью – уникальный пример рифовой экосистемы в позднем ордовике Урала 30

2. ПАЛЕОНТОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ

- А.Ф. Аминзянова** Визейские однокамерные фораминиферы и сферы 34
- А.Б. Асамбаева** Конодонты, их роль в датировании пород и изученности палеогеографии (на примере конодонтов Малого Каратау) 39
- А.О.Вязовкина, Е.О. Вязовкина** Биостратиграфическое расчленение верхнемеловых отложений Приволжской возвышенности на территории Самарской области 45
- И. Г. Закирьянов, С.А. Дуб** Литологические особенности известняков западного крыла тектонической складки в разрезе «Устьянчики» (р. Нейва, Средний Урал, нижний карбон) 49
- М. А. Кайд, Г. М. Сунгатуллина, Б. М.** Каменноугольные конодонты разреза Макарово (Южный Урал) 53
- Т.А. Мележ** Геологическое строение дочетвертичной толщи города Гомеля (Республика Беларусь) 56
- А.В. Мизецкая** Орскому клубу юных геологов – 40 лет 60

Р. Е. Семёнов Типы микроструктур пород верхнеиткуловской подсвиты разреза Сулейманово (западный склон Южного Урала)	63
Р.В. Шелухин Короткошеие плезиозавры Ижбердинского местонахождения (Орское Зауралье)	68

3. МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ

С.И.Высоцкий Петрогеохимическая характеристика магматических пород Шатакского комплекса	73
Р.А. Гатауллин Петрографические и минералогические особенности жильных пород Узянского Крака (Южный Урал)	80
О.В.Гракова Сульфидная и сульфатная минерализация верхнепротерозойских отложений Полярного Урала	84
А.Г. Захарова, С.В. Мичурин, А.А. Шарипова Минералогические и геохимические особенности отложений большеинзерской и суранской свит нижнего рифея по результатам шлихового опробования (Южный Урал)	88
С.С. Ковалёв Особенности геохимии пород Суранского и Интуратовского разрезов (Баширский Мегантиклинорий)	93
Н.А. Некрасова, М.А. Рябуха, С.А. Сильянов Особенности физико-химических параметров образования Панимбинского рудного узла (Енисейский кряж)	98
Н.А. Некрасова, А.М. Сазонов, Т.В. Полева, С.А. Сильянов, М.А. Рябуха Особенности химического состава гидротермально изменённых пород золоторудного месторождения Панимба (Енисейский кряж)	101
Я.Н. Нугуманова Петрографические особенности вулканогенных пород машакской свиты из обнажений на хребтах Машак и Юша (Южный Урал)	106
А.Ф. Нуртдинов, А.В. Сначёв Углеродистые отложения обрамления Ильменогорско-Сысертского блока (Южный Урал)	112
А.А. Ратов Редкоземельные элементы в риолитах и цирконах из риолитов машакской свиты хребта Большой Шатак (Южный Урал)	117
С.А. Сильянов, Н.А. Некрасова, М.А. Рябуха Физико-химические параметры формирования кварцево-жильных образований Советского рудного узла	122
А.В. Сначёв, Я.Н. Нугуманова Геология и петрогеохимические особенности углеродистых отложений поляковской толщи (Черноозёрское проявление)	125
В.И. Сначёв Методы оценки потенциальной рудоносности гранитоидов Южного Урала	131

Н. С. Уляшева Метатерригенные породы верхнепротерозойских отложений Полярного Урала. 136

М.О. Шаповалова, Л.В. Цибизов, Р.А. Шелепаев Связь петрологических и геофизических исследований массива Орцог-Ула, Западная Монголия. 139

А.А. Шарипова, С.В. Мичурин, В.Н. Никонов, Е.О. Калистратова, В.М. Горожанин Геохимические особенности и распределение РЗЭ в габбро-долеритах Авзянского рудного района (Южный Урал). 144

В.Ф. Юлдашбаева, В.М. Горожанин, С.В. Мичурин Проявления трепелов на реке Каин-Кабак Республики Башкортостан и вопросы их практического применения. 149

4. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

В.С. Захаров, А.В. Сначёв Рудоносность углеродистых отложений Максютковского комплекса (зона Урал-Тау). 154

А.С.Калиева Особенности минерального состава руд молибден-вольфрамового месторождения Акшатау. 157

А.В. Новопашин, М.Э. Трушевская Моделирование коренных месторождений алмазов западной Якутии в горно-геологической информационной системе micromine. 163

5. ГЕОЛОГИЯ НЕФТИ И ГАЗА. СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ И РАЗВЕДКИ УГЛЕВОДОРОДОВ

А.О. Вязовкина Изучение флюидоупоров рифогенных залежей франско-ферменского возраста на территории Самарской области 167

Е.С. Корепанов, Л.М. Ситдикова, Е.В. Лозин Минерало-геохимические особенности и тип органического вещества нижне-рифейских отложений Восточно-Аскинской площади Башкортостана 171

А.А. Лопушко Анализ нефтегазоносности Припятского прогиба (Республика Беларусь) на примере Ново-Кореневского, Борисовского и Золотухинского нефтяных месторождений 176

Е.Н. Соболева Перспективы нефтеносности отложений доманикового типа в Бузулукской впадины 180

Ю.Б. Фадеева Особенности и перспективы распространения залежей нефти глинистой толщи хадумской свиты 183

<i>А.Л. Хашипер, Т.Р. Аминев, А.И. Федоров, А.В. Жонин</i> Исследование зависимости проницаемости горной породы от её напряжённо-деформированного состояния	185
---	-----

6. ГЕОФИЗИКА И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМЛИ

<i>О.Ю. Айрапетян</i> Экспериментальное исследование динамических характеристик семизэтажного жилого каркасного здания на основе микросейсмических колебаний	189
--	-----

<i>М.Б. Аносова, А.В. Латышев, А.О. Хотылев</i> Палеомагнитные, петромагнитные и геохимические петромагнитные и геохимические свойства рифейских интрузивных тел северной части Башкирского Антиклинория (Южный Урал)	194
---	-----

<i>К.А. Бусыгин</i> Результаты геофизических работ на местонахождении позднемеловой фауны «Ижберда» (Орское Зауралье)	200
---	-----

<i>Е.О. Вязовкина</i> Методы повышения разрешающей способности сейсморазведки	205
---	-----

<i>Д.Д. Гаделева, Л. А. Халиуллина, М. И. Сапон</i> Комплексная интерпретация материалов ГИС в отложениях ТТД с применением современных петрофизических моделей в рамках секторного моделирования	209
---	-----

<i>А.Ф. Гумеров</i> Палеомагнитное изучение нижнекаменноугольных вулканитов на примере разрезов р. Греховка и д. Урал	212
---	-----

<i>К.А. Карапетян, Т.А. Чилингарян</i> Возможности применения адаптивных фильтров при обработке данных электроразведки	216
--	-----

<i>Г.А. Мкртчян, Э.Г. Геодакян</i> Анализ пространственного распределения сейсмичности территории юго-восточной части Малого Кавказа	220
--	-----

<i>М.А. Мкртчян, Э.Г. Геодакян</i> Оценка основных характеристик афтершоковых процессов сильных землетрясений Кавказского региона	224
---	-----

<i>А.В. Новопашин</i> Визуализация данных каротажа в горно-геологической информационной системе Micromine (на примере Накынского кимберлитового поля)	229
---	-----

<i>Н.П. Парфиров</i> Положение Магнитогорской дуги в девоне по палеомагнитным данным	233
--	-----

<i>Б.В. Саакян, А.Л. Оганесян</i> Современные движения и тензорный анализ напряжённо-деформационных процессов в орогене Малого Кавказа	238
--	-----

С.С. Хатапов Палеомагнитное изучение позднеордовикских базальтов западного склона Южного Урала	243
Б.Л. Хашпер, Л.Р. Миникеева, Г.Р. Аминева, М.Е. Тайгина Определение литологии в разрезе пермских отложений методами ГИС на примере одного из месторождений Оренбургской области	247
А.З. Чилингарян, К. А. Карапетян, Т.А. Чилингарян Результаты исследований состояния и свойств грунтов методом блуждающих токов	249
З.К. Шахабидинов Моделирование аномалий сейсмического волнового поля, возникающих при добыче сверхвязкой нефти по технологии SAGD	253
7. ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ГИДРОГЕОХИМИЯ, ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ, ОХРАНА И ЗАЩИТА ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ	
А. В. Анюхина Классифицирование видов связанных вод по теоретическим и экспериментальным исследованиям	258
К.Я. Булахова Оценка водообеспеченности северной части Республики Крым	263
А.Н. Вихоть Развитие оползней в долине р. Сысолы, примыкающей к территории г. Сыктывкара	266
О.И. Галезник Гранулометрический и микроагрегатный состав палеогеновых алевроитов юго-востока Беларуси	272
А.Е. Дудкина Геоэкологическая оценка состояния воздушной среды г. Новочеркасска	275
И.С. Журкова Постпирогенное распределение тяжёлых металлов в лесных подстилках	279
Н.И. Налегач Трансформация крупных речных долин в связи с техногенным освоением и типизация хозяйственных мероприятий и сооружений с учётом их взаимодействия с речным руслом	282
Д.В. Тоболин, Н.В. Коханистая Эколого-геофизическое обследование территории, отведённой под строительство газопровода-ввода высокого давления в г. Горячий ключ	285
Р.Д. Шеремет Оценка электромагнитной обстановки в Первомайском районе города Ростова-на-Дону	289

1. РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕСКОВ ПАЛЕО-ДОНА В ОКРЕСТНОСТЯХ НОВОЧЕРКАССКОГО ХОЛМА

Гурова А.А.

Южно-Российский государственный политехнический университет (НПИ)

им. М.И. Платова, Новочеркасск

e-mail: gurova_angelina@rambler.ru

Город Новочеркасск построен на возвышенности относительно поймы р. Дон, которая представляет собой фрагмент плато, возникшего в результате регрессии понтического бассейна. С трёх сторон понтическое плато «рассечено» поймами рек Тузлов (с севера и востока) и Аксай (с юга и юго-запада). В результате работы этих рек по указанным эрозионным границам холма вскрыт его полный разрез на высоту около 110 м.

Отложения яновской свиты меотического горизонта торнтонского яруса (N1jan) обнажаются по склонам холма с трёх его сторон. Залегают они с размывом на отложениях нижнего сармата и перекрываются известняками понтического яруса. По правому берегу р. Грушевки, правому притоку р. Тузлов, они вскрыты скважинами и карьерами. Кровля отложений яновской свиты располагается на отметке 34–35 м над уровнем р. Тузлов, мощность её составляет 10–18 м [1].

В строении разреза яновской свиты можно выделить три ярко выраженных элемента (части) (рис.1).

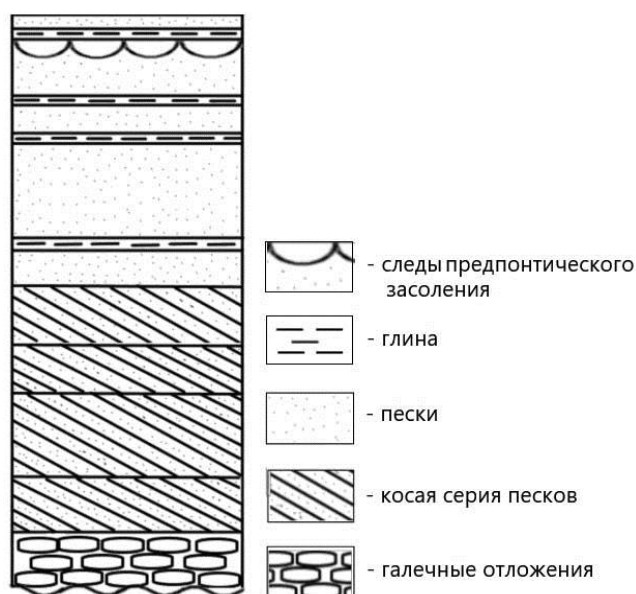


Рис. 1. Схематический разрез яновской свиты.

Основание разреза сложено гравийно-галечниковым слоем, который состоит из гравия и галек древних пород (от карбона до мела включительно), которые более ярко представлены на севере Ростовской и в Воронежской областях. Размер галек до 20 мм в диаметре.

Нижняя и средняя части разреза представлены светло-серыми, белыми, местами желтовато-бурыми разнотерными кварцевыми песками. Примерно до середины разреза в них прослеживается отчетливая косая слоистость, представленная пачками разнотерных слоев мощностью в первые миллиметры (рис. 2). Мощности пачек колеблются от 25 до 30 см. Угол наклона косой серии по отношению к общей слоистости толщи около 30°.

Литологический состав галек [3]

Породы, представленные в галечниках	Процентное содержание
Серый и черный кремень	59,2%
Песчаники	19,7%
Кварц	15,3%

В верхней части разреза пески становятся более мелкозернистыми, горизонтально слоистыми и в них появляются прослои глины мощностью до 40 см. Они состоят в основном из монтмориллонита и гидрослюда [3].

Следует также отметить признаки древнего (предпонтического) засоления верхней части разреза песков свиты карбонатными новообразованиями (рис.3). Последние широко развиты в кровле отложений, иногда пронизывают глинистые прослои и некоторые из них достигают по длинной оси 20–25 см, реже более.



Рис. 2. Косослоистая серия песков из средней части разреза яновской свиты (карьер х. Яново-Грушевский).



Рис. 3. Карбонатные новообразования в кровле песков яновской свиты (карьер в районе х. Яново-Грушевский).

Исходя из представленных данных, можно сделать вывод о том, что яновская свита имеет смешанный генезис. Нижняя часть разреза, представленная галечниками и косослоистыми кварцевыми песками, имеет речное происхождение. На это указывает не только состав галечников, которые включают гальки пород более северных районов, но и косая слоистость в песках. Верхняя часть разреза, сложенная параллельнослоистыми мелкозернистыми песками с тонкими прослоями глин, имеет морское происхождение, на что указывает монтмориллонит-гидроглинистый состав глин [3], которые, как известно, формируются в щелочной обстановке [1]. Предпонтическое засоление песков указывает на перерыв в осадконакоплении, регрессию моря и установление на данной территории условий жаркой засушливой суши.

Список литературы

1. *Богущ И.А., Исаев В.С., Кафтанатий Е.Б.* Геологическая практика с элементами геоэкологии в окрестностях г. Новочеркасска: учеб. пособие. Новочеркасск: ЮРГТУ, 2010. 76 с.
2. *Горецкий Г.И.* Палеопотамологические эскизы Палео-Дона и Пра-Дона // Наука и техника, 1982. 248 с.
3. *Джангиров М.Ю.* Литолого-петрографические особенности геологического разреза Новочеркасского плато // Проблемы геологии и геоэкологии Южно-Российского региона. Сб. науч. тр. Юж.-Рос. гос. техн. ун-та (НПИ). Новочеркасск: УПЦ «Набла», 2001.

ГЕОЛОГИЯ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОКРЕСТНОСТЕЙ ОЗЕРА ГИНЬКОВО ГЛУБОКСКОГО РАЙОНА ВИТЕБСКОЙ ОБЛАСТИ

Е.О. Криворучко, Ю.А. Шилович

Гомельский государственный университет имени Франциска Скорины, Гомель

e-mail: keo98@mail.ru, Shilovich1998@mail.ru

Озеро Гиньково находится в Глубокском районе Витебской области в 33 км на северо-восток от города Глубокое, возле деревни Сахновичи (рис. 1) [7]. Оно принадлежит бассейну реки Западная Двина [3]. Котловина озера серповидной формы, на 60 м врезанная в тяжёлый моренный суглинок. Мелководье узкое (в северном заливе шире), песчаное (местами до глубины 10 м), глубже дно илистое [7].

Площадь водного зеркала озера составляет 0.51 км², длина 2.2 км, наибольшая ширина 0.29 км, максимальная глубина 43.3 м, длина береговой линии 4.84 км. Объём воды равен 7.97 млн. м³ [7].

Изучаемая территория находится на северо-востоке Свенцянских гряд. Дочетвертичные отложения представлены глинами, песками, мергелями, доломитами и гипсами среднедевонского возраста (*живетский* век) [1]. Основные черты современного рельефа и строения верхней части четвертичной толщи на территории северной Беларуси связаны с деятельностью *поозерского* материкового оледенения (95–14 тыс. лет назад) [5]. Отложения окрестностей озера Гиньково принадлежат *оршанскому* комплексу [1].

Озеро Гиньково относится к области Белорусского Поозерья, району Свенцянских краевых ледниковых гряд. На севере район граничит с Полоцкой ледниково-озёрной низиной, на востоке – с Ушачской возвышенностью, на юге – со Свирской грядой, Нарочанской, Кривичской, Верхнеберезинской равнинами и Минской возвышенностью [6].

На северо-западном берегу озера Гиньково, на склоне находится одна из немногих пещер Беларуси – Гиньковская (рис. 2) [8]. Она является карстовой пещерой [4]. Гиньковская пещера образовалась в песчанике. В радиусе 300 м от неё встречается достаточно много выходов породы на поверхность. Длина пещеры около 10 м [8].



Рис. 1. Озеро Гиньково.



Рис. 2. Пещера Гиньковская.

Формирование четвертичной толщи осуществлялось на фоне повсеместно нараставших волн похолоданий климата, сменявшихся потеплениями. Комплексы ледниковых и водно-ледниковых образований чередуются в разрезе плейстоцена с межледниковыми отложениями.

Квартер Беларуси подразделяется на два раздела: плейстоцен и голоцен. В плейстоцене территории Беларуси различают три звена – нижнее, охватывающее *гомельский* надгоризонт; среднее, включающее *брестский* надгоризонт, *наревский*, *беловежский*, *березинский*, *александрыйский* и *припятский* горизонты; верхнее, в составе которого *муравинский* и *поозерский* горизонты [2]. На изучаемой территории установлены отложения среднего и верхнего плейстоцена.

Нижняя граница среднего плейстоцена проводится по подошве *брестского* надгоризонта. Это соответствует примерно 0.8 млн л. н. Верхняя граница – по подошве отложений *муравинского* межледникового горизонта на уровне 0.13 млн л. н. [2].

Отложения *брестского* надгоризонта на изучаемой территории не установлены.

Наревские отложения представлены 3-х метровой толщиной мелкозернистых слабоглинистых песков с прослоями тонкослоистых супесей, валунными супесями или суглинками, иногда глинистым песчано-гравийным материалом с гнёздами и линзами разномерного песка, с отторженцами дочетвертичных пород. Нерасчленённые *наревско-березинские* отложения представлены комплексом преимущественно водно-ледниковых песков, залегающих между *наревским* и *березинским* ледниковыми горизонтами. Мощности межморенных отложений в основном составляют 10–15 м [2]. *Наревские* отложения перекрываются толщиной пород *беловежского* комплекса.

Межледниковые отложения *беловежского* времени представлены мергелями, известковистыми и торфянистыми гиттиями, сапропелитами, доломитами, в различной степени гумусированными супесями, торфами. Мощность колеблется от нескольких до 13–15 м [2]. Межледниковые отложения *беловежского* времени подстилают *березинские* моренные отложения.

Березинские моренные отложения на территории исследования представлены преимущественно валунными супесями с гнёздами и линзами песчано-гравийного материала, разномерными глинистыми песками. В толще валунных супесей отмечаются отторженцы дочетвертичных пород (неоген, палеоген, мел) [2]. Отложения *березинского* горизонта перекрываются отложениями *александрыйского* горизонта.

Отложения *александрыйского* межледникового времени представлены песками, супесями, суглинками, в различной степени гумусированными глинами, а также мергелями, карбонат-

ными гиттиями, сапропелитами, торфами, диатомами. Мощность отложений составляет 16–20 м [2]. Над отложениями данного горизонта залегают толщи пород *припятского* возраста.

Припятский ледниковый горизонт: отложения *днепровского* подгоризонта перекрываются образованиями *сожского* подгоризонта и отложениями *поозерского* оледенения. Основная часть ледникового комплекса отложений *днепровского* подгоризонта представлена валунными супесями с линзами, гнёздами и карманами разнозернистых песков или уплотненного глинистого песчано-гравийного материала. Встречаются также валунные суглинки и глины, пески разнозернистые, глинистые, песчано-гравийный и гравийно-галечный материал с линзами и гнёздами валунных супесей и глинистых песков. Их мощность составляет около 44 м. На территории исследования *сожские* моренные отложения представлены валунными супесями и суглинками с гнёздами и линзами разнозернистого глинистого, иногда гравийного песка, песчано-гравийного и гравийно-галечно-го материала. В ледниковой толще отмечаются отторженцы более древних четвертичных отложений и коренных пород, а также крупные гляциодислокации. Нерасчлененные *сожско-поозерские* отложения представлены разнозернистыми, преимущественно мелкозернистыми песками с включением гравия и гальки изверженных и осадочных пород, с гнёздами, линзами и прослоями супесей, суглинков и глин, песчано-гравийного материала. Перекрываются описываемые отложения *поозерской* мореной.

Нижняя граница верхнего плейстоцена проводится по подошве *муравинского* межледникового горизонта (на уровне приблизительно 0.13 млн л. н.), верхняя – примерно на уровне 0.01 млн л. н., то есть по кровле *верхнепоозерских* перигляциальных отложений. На изучаемой территории верхнеплейстоценовый ледниковый комплекс является рельефообразующим.

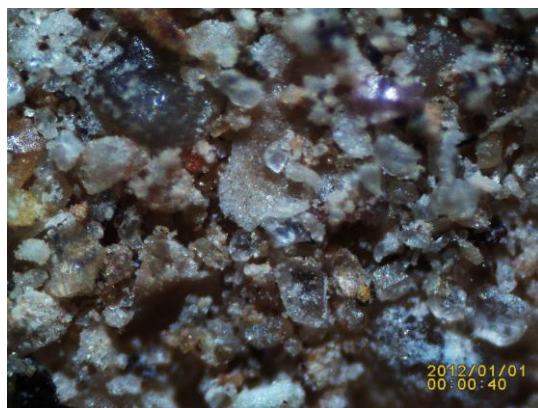


Рис. 3. Частицы размером менее 0.5 мм.



Рис. 4. Частицы размером 0.5 мм.



Рис. 5. Частицы размером 5 мм.



Рис. 6. Грубообломочные породы.

Масса фракции менее 0.5 мм составляет 9.45 г, 0.5 мм – 45.10 г, 1 мм – 21.29 г, 2 мм – 15.50 г, 5 мм – 8.66 г. На рис. 6 отображены грубообломочные породы. Диаметр обломков 1 см и более.

Отложения *муравинского* горизонта представлены песками, супесями, суглинками, глинами, гиттиями, мергелями и торфом. Мощность *муравинских* отложений в среднем составляет 2–5 м.

Отложения *поозёрского* времени накапливались в течение трёх неравных по своей продолжительности этапов: а) периода разрастания ледникового покрова до достижения им своего максимума (более 70 тыс. лет); б) времени пребывания ледника на территории Беларуси (около 9–10 тыс. лет); в) периода деградации ледника и отступления его за пределы территории Беларуси (около 4 тыс. лет).

Нижнепоозёрские отложения надстраивают *муравинские* межледниковые толщи. Стадиальные (сизовато-серые суглинки, супеси, пески, алевроиты со следами мерзлотных процессов) и межстадиальные (торф, оторфованные супеси и пески, известковые сапропелиты и др.) слои мощностью от нескольких до 20 м и более залегают на глубине 24–47 м в Поозерье.

В *среднепоозёрское* время ледник увеличил свои размеры. Комплекс отложений данного возраста представлен стадиальными маломощными песчаными толщами с включениями гравия и гальки и образованиями трёх межстадиальных потеплений (торф, пески, органогенные отложения, гумусированные супеси, др.).

Моренные отложения *поозёрского* горизонта развиты на территории исследования и относятся к образованиям последней, максимальной стадии оледенения. Средняя мощность отложений данного возраста составляет в среднем 10–15 м. Они представлены моренными валунными супесями и красно-бурыми суглинками, бурыми или желтовато-бурыми, с гнёз-

дами и прослоями разномерного глинистого песка с гравием и галькой. Конечные морены сложены супесями и суглинками, насыщенными гравийным и галечно-валунным материалом, разномерными песками, чередующимися с песчано-гравийным материалом, в различной степени глинистым и сортированным, иногда с отторженцами дочетвертичных пород. *Поозерские* надморенные водно-ледниковые отложения сформированы отступающим ледником. Они представлены жёлтыми, желтовато-серыми и серыми мелкозернистыми песками с включением гравия и редкой гальки, иногда слоистыми, с линзами и прослоями песчано-гравийного материала.

Верхнепоозерские перигляциальные отложения залегают под маломощными голоценовыми осадками и подстилаются *поозерскими* отложениями. Мощность колеблется от 1–1,5 до 12 м. Они представлены серыми, желтовато-серыми, мелко- и тонкозернистыми песками, слабуглинистыми, иногда с растительными остатками, с прослоями и линзами супесей и глин; супесями и голубовато-серыми слюдястыми суглинками.

Нижняя граница голоцена колеблется от 10000 до 10300 л. н. В течение голоцена на территории исследования накапливались в основном озёрные отложения. Они представлены разномерными песками (преимущественно мелко-тонкозернистыми), нередко карбонатными, заиленными, а также супесями, глинами, илами и сапропелями. Средняя мощность толщи озёрных аккумуляций может варьироваться от 3 до 7 м [2].

С пещеры Гиньковской А.В. Остриковым, лаборантом ГГУ им. Ф. Скорины, были отобраны образцы обломочных пород для изучения их вещественного состава. В основном материал был представлен моренными отложениями – песками, песчаниками, галькой и гравием. Органических остатков не обнаружено.

При проведении лабораторной работы по изучению обломочных пород, отобранных из пещеры Гиньковской, образец (песок) массой 100 г просеивался через сита размерностью: менее 0,5 мм, 0,5 мм, 1 мм, 2 мм, 5 мм. Далее отсеянный материал был рассмотрен под микроскопом (рис. 3–5).

Таким образом, из 100 г используемого образца большая часть массы приходится на фракцию 0,5 мм и составляет 45,10 г. Меньшую массу занимает фракция 5 мм (8,66 г). В некоторых зёрнах присутствуют раковистые изломы. Спайность минералов пород средняя (полевые шпаты), несовершенная (апатит) и весьма несовершенная (кварц, корунд). Состав образца полиминеральный: кварц, полевые шпаты, слюды, глауконит. Из второстепенных и акцессорных минералов можно выделить возможное присутствие циркона, рутила, граната, турмалина, апатита, эпидота. Также могут встречаться пироксены, амфиболы, дистен, силлиманит, корунд.

Список литературы

1. География Беларуси. Атлас: учебное пособие / Под ред. Прокопович Т. М. Минск: Белорусский Дом печати, 2012. 64 с.
2. Геология Беларуси / А. С. Махнач, Р. Г. Гарецкий, А. В. Матвеев. Минск: Институт геологических наук НАН Беларуси, 2001. 815 с.
3. Гиньково [Электронный ресурс] / Википедия: <https://ru.wikipedia.org/wiki/Гиньково>. Дата доступа: 20.02.2018.
4. Карстовые пещеры [Электронный ресурс] / Всё о геологии: [http://wiki.web.ru/wiki/ Карстовые_пещеры](http://wiki.web.ru/wiki/Карстовые_пещеры). Дата доступа: 01.03.2018.
5. Комаровский, М. Е. Корсакова О. П. Структура краевых ледниковых образований поозерского возраста верхнего плейстоцена Белорусского // Вестник БГУ, № 3, 2013. С. 77–82.
6. Матвеев А. В., Гурский Б. Н., Левицкая Р. И. Рельеф Белоруссии. Минск: Университетское, 1988. 320 с.
7. Озеро Гиньково [Электронный ресурс] / Сайт рыбаков и охотников Беларуси: <https://fishhunter.by/map/ginkovo>. Дата доступа: 20.02.2018.
8. Сахновичи. Единственная белорусская пещера [Электронный ресурс] / Путешествия и туризм в Беларуси: <http://meridian28.com/report/sahnovichy.html>. Дата доступа: 01.03.2018.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ФРАН-ФАМЕНСКИХ ТОЛЩ КОДИНСКОГО БЛОКА АЛАПАЕВСКО-ТЕЧЕНСКОЙ ЗОНЫ (СРЕДНИЙ УРАЛ, ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКАЯ МЕГАЗОНА)

О.Ю. Мельничук

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

e-mail: o.u.melnichuk@mail.ru

Кодинский блок входит в систему Каменско-Карабольских блоков Алапаевско-Теченской зоны. Он представляет собой вытянутую в направлении СВ–ЮЗ структуру, окружённую блоками нижне-среднекаменноугольных образований, сложенную средне- (базальт-дацитовая или рудьянская толща) и верхнедевонскими (кодинская и устькодинская свиты) отложениями [4]. Толщи блока в основном имеют СЗ, ССЗ либо СЗЗ нормальное, а в СВ части блока – перевёрнутое залегание. Контакт между стратонами, как выполняющими блок, так и залегающими рядом, тектонический.

Рудьянская вулканогенная толща на территории кодинского блока обнажается в районе с. Рыбниковское. Здесь её разрез (650 м) представлен песчаниками и алевролитами с пачками конгломератов, кремнёвых глинистых алевролитов, известняков с брахиоподами и фораминиферами живёта [4]. В целом, возраст рудьянской толщи оценивается как позднеэфельско–раннеживетский, генезис её хорошо изучен и описан в работах В.Н. Смирнова и А.В. Коровко (например, [14]). Считается, что толща сформировалась в результате вулканической активности в морских условиях на небольших глубинах либо в пределах вулканических островов [14].

По находкам комплекса брахиопод и конодонтов породы кодинской свиты (до 1000 м) относятся к верхней части губинского горизонта верхнего франа, устькодинской свиты (от 600 до 1000 м) – к шамейскому, чепчуговскому и хвощёвскому (условно) горизонтам фамена [12, 13]. В составе обеих свит преобладают терригенные породы, а карбонатные имеют строго подчинённое значение. Накопленный на сегодняшний день материал и результаты его интерпретации [2, 5–11] позволяют с разной степенью детальности восстановить события произошедшие с верхнедевонскими отложениями кодинского блока во время седименто- и литогенеза (в широком смысле, как его понимал П.П. Тимофеев с соавторами, включая не только диагенез). Исследования базировались на изучении наиболее полно сохранившихся разрезов кодинской и устькодинской свит по р. Исеть от д. Кодинка на востоке до с. Щербаково на западе и несколько выше него, в карьере на левом берегу Кодинского лога вблизи д. Кодинка, в карьерах и обнажениях вблизи д. Черемхово на р. Каменка.

Седиментогенез. В разрезе на левом берегу р. Исеть породы кодинской свиты залегают на размытой поверхности известняковой толщи (порядка 60 м мощностью), определяемой некоторыми исследователями (например, [1]) как кодинская органогенная постройка (КОП). При этом, по нашим наблюдениям, в её строении выделяются два отличающихся друг от друга интервала. Нижний из них, порядка 25 м, сложен чистыми массивными известняками с остатками криноидей, одиночных кораллов и раковин брахиопод. Затем в породах увеличивается примесь глинистого материала, известняки становятся тонкослоистыми и представляют собой полибиокластовые разности со структурой флаутстоуна, остатками кораллов (колониальных и одиночных), в том числе и в опрокинутом положении, ценостеумами амфипор, редкими створками (иногда ракушняками) брахиопод, раковинами гастропод. Кроме перечисленных фоссилий в обоих интервалах “КОП” обнаружены цианобактерии *Girvanella*, *Sphaerocodium* и *Wetheredella*, однако ни один из интервалов не обладает характерными для органогенной постройки особенностями. Складывается впечатление, что КОП существовала, но, вполне вероятно, где-то неподалёку на шельфе, а на исследуемый участок сносились только отмершие организмы.

Непосредственно над “КОП” залегает пятиметровая пачка оолитовых мелкослоистых известняков с пологоволнистой, горизонтальной, косой и линзовидной слоистостью, являю-

щейся отражением седиментации в условиях мелководно-морской равнины с активным/умеренным волнением. Вверх по разрезу пачки в известняках растёт количество песчаной примеси. Завершают её чередующиеся мелкозернистые известковые песчаники и песчаники (до 1–2 см), обогащённые обрывками и линзочками глинистого материала. Увеличение количества песчаной примеси сказывается на форме ооидов (чаще она является неправильной) и на степени сортировки слагающих породу элементов (становится хуже). Обозначенная пачка оолитовых грейнстоунов (вернее наличие терригенной примеси в ней) является индикатором смены обстановок осадконакопления, в связи с чем она не включается нами в состав “КОП” и по её подошве мы проводим границу кодинской свиты, генезис которой связан с субаквальными обстановками мелководно-морской равнины и дельты (в основном фронтальной её части и продельты).

Оолитовые известняки мы относим к толще I (87 м) кодинской свиты. В её строении преобладают горизонтально слоистые глинистые породы с рассеянными раковинами брахиопод и гастропод, члениками криноидей, углефицированным растительным детритом (РД), в том числе тонким и длинным. Среди аргиллитов, в основном в нижней части толщи, залегают редкие пачки (1.2–3 м) известняков со смещённой нормально-морской фауной, а также прослой (в отдельных пачках достаточно часто встречающиеся) брахиоподовых ракушников. С рассматриваемыми породами ассоциируют тонко, мелко- и средне-мелкозернистые песчаники с горизонтальной и косой слоистостью, редким РД, слагающие пласты и пачки мощностью от 10 до 60 см. В верхней части толщи, после пласта (0.5 м) онколитового известняка, в интервале мощностью порядка 30 м постепенно увеличивается толщина песчаных пачек (до 1–3 м), уменьшается видовое разнообразие брахиопод [12] практически исчезающих в прикровельной части толщи. Затем следует относительно мощный (63 м) интервал разреза (толща II) в строении которого песчаники играют важную роль, а в глинистых пачках встречаются в основном створки пелеципод и их ракушники. Здесь же можно встретить редкие оползневые колобки. Песчаные породы этой толщи горизонтально слоистые, массивные либо с прямой градационной слоистостью. РД в них крупнее, чем в составе подстилающих пород.

Постепенное увеличение глинистой компоненты в верхней части “КОП” и наличие песчаной примеси в оолитовых известняках мы склонны связывать с появлением дельты реки на некотором отдалении от КОП, привнесом терригенного материала вдольбереговыми течениями в проксимальные зоны мелководной морской равнины с последующим его перераспределением при волнении и осаднении, в том числе, и в дистальной зоне, ниже базиса воздействия штормовых волн. Вероятно, последующее увеличение мощности песчаных пачек и, параллельно с ним, угнетение стеногалинных организмов, является результатом латеральной миграции дельтовых рукавов и мелких протоков в область морской равнины, сопряженной с локальным опреснением бассейна.

Выше толщи II разрез кодинской свиты на левом берегу р. Исеть задернован, однако, предыдущими исследователями, в частности Г.А. Смирновым с соавторами [15], этот интервал описан как толща (300 м) алевролитов (глинистых пород?) с прослоями (10–20–50 см) известковых алевролитов и песчаников с брахиоподами и гастроподами. Вероятно, при формировании этой толщи дельта не оказывала значительного влияния на мелководные морские обстановки. Далее на левом берегу обнажается глинисто-песчаная толща IV мощностью в 150 м с преобладанием глинистых разностей в нижней её части. Песчаники в этой толще от мелко- до крупно-среднезернистых с горизонтальной, реже косой однонаправленной волнистой слоистостью. Иногда они выполняют промоины (до 80 см глубиной), вблизи подошвы которых, видны обломки (либо обрывки слойков) глинистого материала, реже разноразмерные окатанные, полуокатанные, полуугловатые литокласты известняков, вулканогенных пород, окатанные гравийные зёрна кварца. Особенности строения пачек, в составе которых преобладают песчаники с указанными структурно-текстурными особенностями, позволяют предполагать их отложение в переходных зонах фронтальной части дельты. Однако условия седиментации не были постоянными. Так, в одном из интервалов толщи среди песчаников видны пелециподовые ракушники с редкими раковинами брахиопод и гастропод, форма

залегания которых свидетельствует об их волочении в подвижных мелководных зонах. В другом достаточно глинистом интервале (20 м) у песчаников развита волнистая, косоволнистая и косая слоистость. Формирование этих отложений происходило в ходе переработки волнами осаждённого из течений материала в условиях дистальной части фронта дельты.

Толща V (45 м) отражает отмирание дельты на рассматриваемом участке. Она представлена тонким переслаиванием песчаных аргиллитов и глинистых песчаников, среди которых залегают пласты и линзы органогенно-детритовых известняков с разнообразной нормально-морской фауной, в особенности с раковинами брахиопод. Створки раковин приобрели различную ориентировку, а также механически деформировались – были сжаты, помяты и поломаны, вжаты друг в друга – то есть имеют признаки, характерные для штормовых отложений, а по степени сохранности фоссилий и небольшой толщине слогаемых ракушечников можно предполагать, что речь идет о штормовых слоях переходной фациальной зоны мелководно-морской равнины [7 и ссылки в ней].

Последующая история седиментации кодинской свиты связана исключительно с дельтовыми обстановками. Глинистые толщи VI и VIII сложены фациями продельты. При этом в VIII толще среди фоновых отложений продельты – аргиллитов и алевролитов, вмещающих маломощные пласты тонко- и мелкозернистых песчаников с горизонтальной слоистостью и мелкой рябью течений – залегают песчаные породы (до 30 см) с текстурными характеристиками, свойственными отложениям гравитационных потоков. Продельтовые комплексы разделены относительно мощной (200 м) глинисто-песчаной толщей VII с редкими линзами конгломератов, в разрезе которой диагностируются фации проксимальной части распределительных рукавов дельты.

По особенностям строения сохранившихся ныне разрезов устькодинской свиты (выше с. Щербаково и карьер вблизи д. Кодинка) можно диагностировать её глубоководный генезис, в частности, седиментацию в условиях русел и намывных валов проксимальных и средних частей глубоководного конуса выноса [8]. Русла представлены глинисто-песчаными и песчано-глинистыми ассоциациями с сохранившимися в разной степени элементами слоевых последовательностей П.Дж. Таллинга с соавторами и Д.Р. Лоуи, намывные валы – аргиллитами и мергелями с маломощными прослоями песчаников с градиционной сортировкой материала. Что касается необнажённых интервалов в разрезе Кодинского лога, то известно, что выше разреза в карьере залегают ещё две пачки мощностью в 230 и 300 м. Первая сложена алевролитами (глинистыми породами?), чередующимися с песчаниками (до 20 см) и линзами мелко- и среднегалечных конгломератов, вторая, завершающая разрез – конгломератами от крупно- до мелкогалечных, среди которых залегают пласты и линзы песчаников (от мелко- до грубозернистых) и алевролитов мощностью от 0.3 до 3 м. Вполне вероятно, что обозначенные пачки сформировались в условиях каньона на склоне либо проксимальной части глубоководного конуса выноса.

В целом в позднефранское время могла существовать довольно крупная глинисто-песчаная или песчано-глинистая дельтовая система, достаточно далеко продвинувшаяся вглубь моря, формирование которой происходило на фоне общей трансгрессии (или, скорее, прогибания дна бассейна). При этом в её пределах выделяется ряд более мелких регрессивных колебаний (подробнее в [7]). Представляется, что к началу фаменского времени трансгрессия достигла максимума, а на месте прежней дельтовой системы образовался глубоководный конус выноса. Площадь шельфа уменьшилась, но на нём так же, как и в кодинское время, пусть и в меньших масштабах, существовала дельтовая система, транспортировавшая материал в более глубоководные области. При этом источником обломочного материала и в кодинское, и в устькодинское время служили массивы различных магматических и метаморфических пород, вероятно, находившиеся на разном удалении от области конечного стока [6, 10]. Использование индикаторов климата на палеодосборах, таких как CIA и CIW (подробнее в [6, 10]), позволяет реконструировать переходные семиаридные/семигумидные условия.

Вероятно, рассматриваемые осадочные системы существовали в пределах микроконтинента либо блока континентальной коры [5, 6, 10, 11]. В пользу этого предположения существует ряд косвенных доказательств. Во-первых, – наличие литогенной компоненты среди размывавшихся пород. Во-вторых, – сходство химического состава и набора обломков пород песчаников кодинской свиты с песчаными породами биягодинской свиты, формирование которой произошло за счёт размыва поднятия (микроконтинента) Уралтау. В-третьих, – существенное отличие геохимических особенностей составов глинистых пород кодинской и устькодинской свит от разновозрастных и подстилающих толщ, возникших за счёт разрушения островодужных образований. В-четвертых, об этом свидетельствует положение фигуративных точек валовых составов песчаников и глинистых пород свит на дискриминантных диаграммах нового поколения, предназначенных для разграничения различных тектонических обстановок. Образования предполагаемого микроконтинента реконструируются и в нижнекаменноугольное время (полдневская серия).

Литогенез. Перед поднятием на поверхность верхнефранские отложения прошли стадии среднего и глубинного катагенеза, фаменские – только среднего катагенеза. Об этом свидетельствует степень преобразования как песчаных пород (наличие новообразованного эпидота при сильной деформации пластичных минералов, широком развитии конформных структур и т.д.), так и аргиллитов. Например, в разрезе на р. Исеть в разных толщах, в том числе и преимущественно глинистых, кодинские хлорит-гидрослюдистые и гидрослюда-хлоритовые аргиллиты содержат различное количество смешаннослойных образований (ССО) ряда гидрослюда–монтмориллонит, являющихся отличными индикаторами перехода пород от стадии умеренного к стадии глубинного катагенеза [6, 10]. В последнем случае ССО полностью исчезают. Некоторые из толщ, обнажающиеся возле д. Черемхово, установить возраст которых не представляется возможным, метаморфизованы.

В процессе литогенеза верхнедевонские песчаники (кварц-полевошпатовые и полевошпатовые граувакки) были интенсивно кальцитизированы (как в процессе диагенеза, так и при последующем погружении), единичные прослои ожелезнены либо доломитизированы. В неизменённых пачках нередко встречаются кальцитовые конкреции, размеры и распространённость которых меняются в широких пределах. Конкреции встречаются и в глинистых толщах и пачках, в некоторых из них встречаются текстуры “конус-в-конусе” [2]. Редко, по отдельным трещинам, породы пиритизированы. Помимо минеральных преобразований и новообразований существует ещё одна особенность кодинской и устькодинской свит, которая позволяет реконструировать события, произошедшие с толщами уже после их захоронения – наличие среди них даек магматических пород. Последние особенно многочисленны среди фаменских пород в разрезе по р. Исеть и неподалёку от д. Черемхово, где они представлены долеритами и лампрофирами. Среди верхнефранских отложений нами зафиксирована дайка лампрофиров [9]. По Е.Н. Волчек с соавторами, эти дайки относятся к бекленищевскому вулканогенному комплексу и для них предполагается визейский возраст [3, 9]. Комплекс сформировался во время окраинноконтинентальной вулканической активности [15].

Вопрос о дальнейшей судьбе “кодинского” микроконтинента, в частности того, что с ним произошло во время коллизии и последующих тектонических перестроек, в результате которых были заложены Уральские складчатые сооружения, остаётся открытым, и для его решения необходим анализ несравненно большего количества информации с привлечением данных по каменноугольным образованиям Сосьвинско-Теченской зоны. На данном этапе исследований ясно только то, что отсутствуют какие-либо его обнажения, возраст которых был бы моложе поздневизейского.

Исследования выполнены в рамках темы № АААА-А18-118053090044-1 государственного задания ИГГ УрО РАН и темы № АААА-А18-118052590031-9 (комплексная программа фундаментальных исследований УрО РАН 18-5-5-11).

Список литературы

1. Анфимов А.Л., Чувашов Б.И. Литолого-стратиграфическая и биофациальная характеристика верхнедевонских карбонатных и терригенных пород р. Исеть (разрез “Кодинка”) // Ежегодник-2004. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 152, 2005. С. 3–9.
2. Бадида Л.В., Мизенс Г.А., Мельничук О.Ю. Текстура “конус в конусе” в терригенной толще верхнедевонской кодинской свиты на востоке Среднего Урала // Ежегодник-2014. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 162, 2015. С. 44–48.
3. Волчек Е.Н., Нечехин В.М., Червяковский В.С. Структурное положение и петрогеохимическая характеристика даек долеритов Сухоложско-Теченской зоны Уральского орогена для выявления обстановок их формирования // Литосфера, № 6, 2016. С. 177–184.
4. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист О-41-XXXII / под ред. М.С. Рапопорта. Верхняя Пышма: Комитет природных ресурсов по Свердловской области, 2000.
5. Мельничук О.Ю. Обстановки формирования верхнедевонских отложений Среднеуральского сегмента Восточно-Уральской мегазоны // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий: материалы IV Всерос. молодёж. геол. конф. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2016. С. 45–49.
6. Мельничук О.Ю. Песчаники и аргиллиты устькодинской свиты (верхний девон, восточный склон Среднего Урала): особенности состава и петрофонд // Ежегодник-2016. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 164, 2017. С. 82–87.
7. Мельничук О.Ю. Позднедевонская дельтовая система на востоке Среднего Урала // Вестник Пермского университета. Геология. Т. 17, № 1, 2018. С. 18–32.
8. Мельничук О.Ю. Устькодинская свита фамена восточного склона Среднего Урала: фациально-генетические реконструкции // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН, № 3, 2018. С. 8–16.
9. Мельничук О.Ю., Волчек Е.Н. Вещественный состав дайки из разреза верхнедевонских пород на р. Исеть // Ежегодник-2017. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 165, 2018. (В печати)
10. Мельничук О.Ю., Рянская А.Д. Особенности вещественного состава аргиллитов кодинской свиты (верхний девон, восток Среднего Урала) // Литосфера, Т. 17, № 3, 2017. С. 71–86.
11. Мельничук О.Ю., Фазлиахметов А.М. К вопросу о существовании микроконтинента в позднедевонское время на Среднем Урале // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского, № 20, 2017. С. 148–155.
12. Мизенс А.Г. Брахиоподы и биостратиграфия верхнего девона Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО РАН, 2012. 324 с.
13. Наседкина В.А., Зенкова Г.Г. Биостратиграфия верхнего девона на восточном склоне Среднего и Северного Урала // Проблемы стратиграфии и палеонтологии Урала. Екатеринбург: Комприроды по Свердловской области, 1999. С. 51–74.
14. Смирнов В.Н., Коровко А.В. Палеозойский вулканизм Восточной зоны Среднего Урала // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 395–420.
15. Смирнов Г.А., Смирнова Т.А., Ключина М.Л., Анфимов Л.В. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк 5. Франский век. М.: Наука, 1974. 218 с.

К ХАРАКТЕРИСТИКЕ ЧЁРНЫХ СЛАНЦЕВ КУМАКСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Панкратьев П.В., Колomoец А.В., Пантелеев В.С.
Оренбургский государственный университет, Оренбург
e-mail: kolomoyets56@mail.ru

Черносланцевые формации широко распространены на территории Оренбургской области. Преимущественным развитием они пользуются в пределах Кумакского рудного поля. В структурном отношении оно расположено в восточной прибортовой части Аниховского линейного грабена рифтогенного типа. Слагающие грабен породы палеозойского возраста смяты в Тыкашинскую антиклиналь длиной более 30 км при ширине 7 км.

В пределах поля локализуется ряд золоторудных объектов на расстоянии более 10 км. Промышленная золотоносность связана с меридиональными зонами, которые сформировались на месте грабенообразных структур, выполненных углеродисто-терригенно-карбонатными нижнекаменноугольными отложениями [3,4]. Их отличительной чертой является широкое развитие углеродистых пород, достигающих 50 % от общего объёма отложений, большой объём карбонатных пород (10–50 %), наличие в черносланцевых породах сульфидов (пирита, арсенопирита), количество которых в рудных зонах достигает 2–5%.

Чёрные сланцы Кумакского рудного района представляют собой породы серовато-чёрного, иногда чёрного цвета, тонкозернистые, сланцеватые, легко раскалывающиеся по плоскостям сланцеватости. Состоят из мелких зёрен кварца, серицита и биотита в массе углистого вещества и пыли графита. Вблизи рудных тел чёрные сланцы имеют многочисленные зеркала скольжений, отмечено, что в этом случае они являются заметно более графитизированными.

Содержание углерода, по данным химических анализов, достигают 8.7 % с широкой дисперсией значений. Это позволяет классифицировать их как нормально-углеродистые породы. Они характеризуются повышенными по сравнению с вмещающими терригенно-осадочными породами (C_{1t2-v1}) количествами щелочей с заметным преобладанием K_2O . Устанавливаются повышенные содержания TiO_2 (0.68–1.35 %), а SiO_2 варьирует в широких пределах в зависимости от степени окварцевания, хлоритизации или серицитизации пород. На Центральном участке Кумакского месторождения установлено выклинивание углистых сланцев с глубиной и появление под этими сланцами интрузий кварцевых диоритов с несколько повышенной железистостью (до 10–12%), вытянутых вдоль рудной зоны. Породы состоят из плагиоклаза (до 70%), кварца (15–25%), биотита, магнетита, изредка встречается роговая обманка и ортоклаз. Кварцевые диориты катаклазированы, рассланцованы и часто не имеют чётких границ.

Формирование золотых руд Восточно-Уральского поднятия, согласно нашим представлениям и [1,3,4], происходило следующим образом. В ордовикское время в пределах Восточно-Уральского поднятия в локальных зонах растяжения были заложены внутренние прогибы рифтовидного типа. Они представлены в виде мелководных бассейнов седиментации, синхронных с рифтогенезом, которые ограничены различными разломами [4]. В таких разрывах в сравнительно тёплых условиях шло накопление органического вещества, которое создавало благоприятную восстановительную обстановку для отложения сульфидов и благородных металлов. В таких условиях формировалась новооренбургская толща среднего ордовика. Она состоит из двух подтолщ: нижней углеродисто-песчано-сланцевой и верхней углеродисто-терригенно-кремнисто-глинистой с горизонтами вулканитов основного состава.

Нижнекаменноугольные черносланцевые отложения в значительной степени наследуют историю развития ордовикских образований. Они обладают сходным литологическим составом пород и приурочены к тем же тектоническим структурам, что и породы ордовика, но более ярко выраженными грабенообразными структурами рифтовидного типа. Это в основном углеродисто-терригенно-карбонатные черносланцевые отложения, ограниченные крупными

разломами второго порядка субмеридионального направления (Кировский, Аниховский, Старо-Карабутацкий грабены и Балкымбайский в Восточных Мугоджарах).

Отмечено, что в углеродистых отложениях Восточно-Уральского поднятия на почти неизменённых вторичными процессами участках, содержания золота варьируют в пределах тысячных, сотых и десятых долей. Золото связано с органическим углеродом. В сходных породах близкого по типу месторождения Мурунтау (Западный Узбекистан), содержание благородного металла в органике и диагенетическом пирите колеблется от 2 до 22 г/т [2]. Последующими процессами литификации, катагенеза и раннего метаморфизма осадков привели к переотложению сингенетического золота и образованию бедных руд стратиформного типа (до 2 г/т). Далее с внедрением верхнепалеозойского Суундукского гранитоидного массива в Восточно-Уральском поднятии происходит формирование более богатых промышленных руд (до 5 г/т). Генерируемые им флюидно-гидротермальные золотоносные растворы вовлекли в переотложение раннее сформированное золото стратиформного типа.

Таким образом, изучение черносланцевых толщ Оренбургской области приобретает в настоящее время важное значение при прогнозировании и оценке промышленных руд золота.

Список литературы

1. Колomoец А.В. Условия формирования Кумакского месторождения черносланцевой формации (Оренбургская область) // Вестник Забайкальского гос. университета. 2018. Т. 24. № 6. С. 28–35.
2. Кустарникова А.А., Усманов А.И., Габаджаров А.А. Металлогения золота и меди Узбекистана // Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева, 2012. С. 410.
3. Лоцинин В.П., Панкратьев П.В. Золотоносность ниже-среднепалеозойских черносланцевых формаций Восточного Оренбуржья // Стратегия и процессы освоения георесурсов. Пермь, 2006. С. 79–82.
4. Панкратьев П.В., Лоцинин В.П. О золотоносности среднеордовикских углеродистых терригенно-кремнистых отложений новооренбургской свиты Восточного Оренбуржья // Металлогения древних и современных океанов. Миасс, 2003. С. 165–168.

МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ: ЗАКОНОМЕРНОСТИ И ХАРАКТЕРИСТИКИ

А.О. Хотылев

Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова

e-mail: akhotylev@gmail.com

Одним из крупнейших этапов рифтинга и сопутствующей магматической активизации в позднепротерозойской истории развития Западного склона Южного Урала является среднерифейский или «машакский» этап. Здесь, на границе раннего и среднего рифея, происходило внедрение Бердяушского массива гранитов рапакиви, серии массивов габбро, пироксенитов и гранитов кусино-копанского комплекса и ряда более мелких массивов, а также внедрение дайковых роёв **кургасского** долеритового и буландихинского долерит-пикритового комплексов. Одновременно с ними формируются мощные контрастные вулканические серии машакской и кувашской свит [1,8]. Возможной причиной такого активного магматизма являлось действие плюма, сопровождавшего распад суперконтинента Коламбия/Нуна [3,9].

Объектом данного исследования является кургасский комплекс, который представлен многочисленными дайками и силлами мощностью до первых десятков метров, широко распространёнными на Западном склоне Южного Урала, главным образом, среди раннерифейских терригенно-карбонатных толщ (бакальская и саткинская свиты), а также в архейско-раннепротерозойских образованиях тараташского комплекса. Тела сложены габброидами с характерным красноватым клинопироксеном и содержат до 15–20% граувогневых кварц-полевошпатовых сростаний, что отличает их от даек прочих комплексов этой территории. Подробно петрография этих пород описана в [11, 13].

Породы комплекса представлены габбро и долеритами нормальной и повышенной щёлочности и в большинстве своём характеризуются относительно высоким содержанием TiO_2 (1.5–2.5 %) и умеренным содержанием MgO (4–8%), хотя и являются при этом более обогащёнными оксидом магния, чем прочие дайковые комплексы Башкирского мегантиклинория [10, 12]. При этом в составе комплекса присутствуют и высокомагнезиальные высокохромистые разности (Cr до 650 мкг/г, Ni до 500 мкг/г), для которых типично пониженное содержание TiO_2 (0.5–0.7 %). Группы разделяются между собой не очень чётко – присутствуют единичные пробы с промежуточными характеристиками. В целом высокотитанистые разности сильнее обогащены практически всем спектром рассеянных элементов и обычно не имеют свинцового максимума, в то время как породы, обогащённые магнием (соответственно обеднённые TiO_2), отличаются обеднением рассеянными элементами, отчётливым свинцовым максимумом и более чёткими отрицательными аномалиями Ta, Hf, Nb, Zr. Возможных причин такого распределения может быть три: 1) разная степень частичного плавления в очаге; 2) разная степень дифференциации расплавов по пути к поверхности; 3) различия в составе источника. В первом случае, чем выше степень частичного плавления, тем меньше концентрация MgO в расплаве. Во втором – чем более дифференцированные разности, тем, опять же, меньше концентрации MgO , Cr и Ni в конечных породах, и при дифференциации в расплаве увеличивается концентрация некогерентных элементов (практически все проанализированные рассеянные элементы), что хорошо отвечает наблюдаемым геохимическим особенностям пород. Третье возможное объяснение разного химизма пород – разный состав протолита в мантии. Последнее хорошо соотносится с данными А.А. Носовой с коллегами [7].

Ранее наличие определённой зональности среди мезопротерозойских гипабиссальных интрузий на примере долерит-пикритовых тел было показано А.А. Носовой с коллегами [7]. Однако исследованиями этого коллектива было затронуто не очень много объектов, и среди них преобладали разности ультраосновного состава.

Автору удалось объединить значительное количество геохимических данных с коор-

динатными привязками, что позволило впервые на значительном объёме материала (свыше 300 анализов) рассмотреть геохимическую площадную зональность даек габбро и долеритов среднерифейского кургасского комплекса. В выборку попали высокотитанистые дайки, развитые в поле Тараташского выступа [10,11], а также дайки габбро и долеритов, секущих бакальскую и саткинскую свиты раннего рифея в северной части Башкирского мегантиклинория примерно до широты г. Юрюзань [7; Петров и др., 1995ф; Брусyгин и др., 1978; Пискунов и др., 1977ф].

Объединение этих данных позволило показать, что содержания многих компонентов – как петрогенных оксидов, так и рассеянных элементов – закономерно изменяются с севера на юг. Так, наиболее кислые разности распространены на Тараташском выступе (55–60% SiO_2 , что отвечает практически диоритам), в то время как на территориях южнее содержание SiO_2 для подавляющего большинства проб не превышает 50% (рис. 1). Аналогичные закономерности прослеживаются и в распределении щелочей – содержание и Na_2O , и K_2O уменьшается с севера на юг.

Содержание оксида магния в этом направлении, наоборот, возрастает: для пород Тараташского выступа характерны содержания не более 7–8%, что типично для габбро, а в южных частях, в Бакало-Саткинском районе преобладают высокомагнезиальные разности, которые по составу уже ближе к ультрабазитам. Как и ожидалось, с увеличением содержания оксида магния с севера на юг увеличивается и содержание хрома (рис. 2) – эти компоненты регулируются одними и теми же минералами.

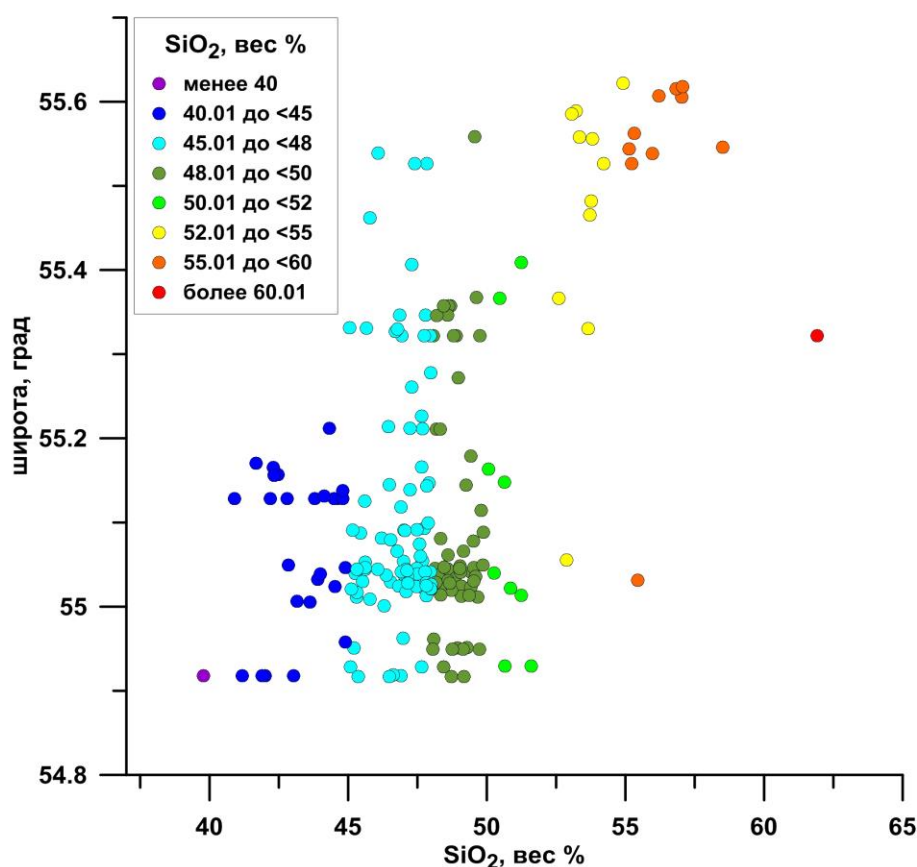


Рис. 1. Изменение содержаний SiO_2 с севера на юг в породах кургасского комплекса в северной части Башкирского мегантиклинория. Содержания SiO_2 в весовых процентах.

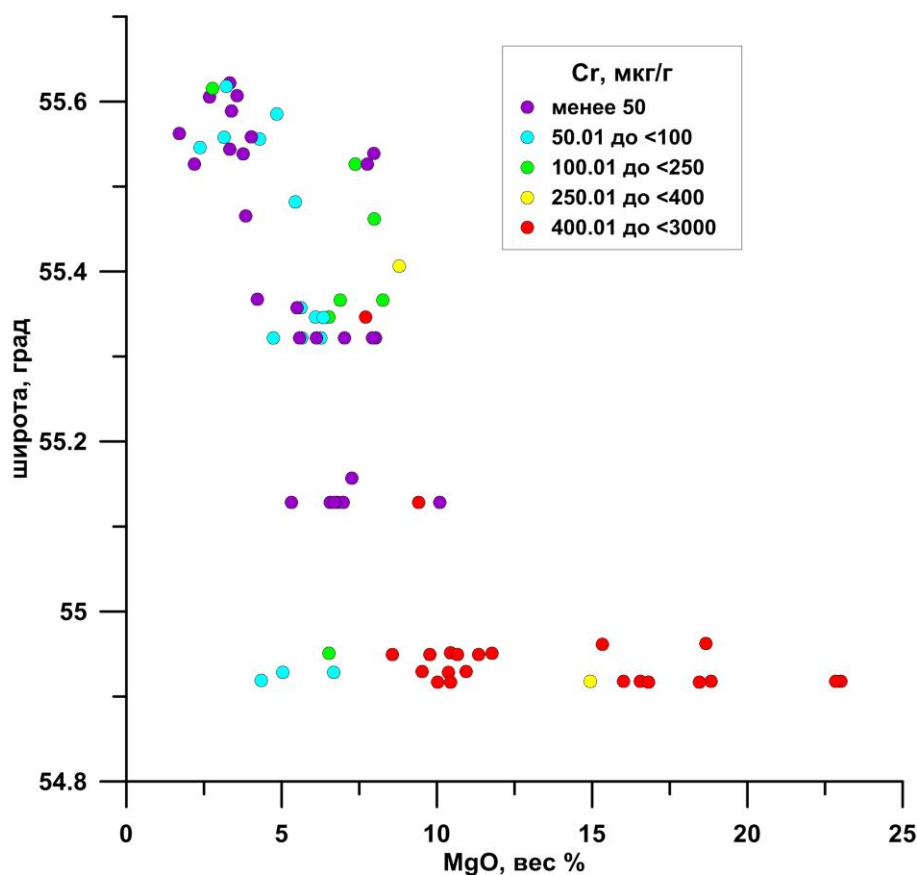


Рис. 2. Изменение содержаний MgO и Cr с севера на юг в породах кургасского комплекса. Содержания MgO в весовых процентах, содержание Cr в мкг/г.

Такое изменение состава можно интерпретировать как прямое следствие раскрытия Машакского рифта южнее – утонение коры позволяет подниматься расплавам с меньшим количеством промежуточных остановок, в то время как на северной окраине рифта кора, вероятно, была мощнее, а расплавы претерпевали более продолжительную дифференциацию.

Дополнительным признаком того, что подобные вариации составов являются следствием именно разной степени кристаллизационной дифференциации, а не вариаций степени плавления является то, что отношение La/Yb с севера на юг изменяется не очень значительно (рис. 3), в то время как содержания оксидов магния и кремния меняются в широких интервалах. В случае изменения степени частичного плавления именно содержания несовместимых элементов (и как следствие отношение La/Yb) значительно различались бы.

Аналогичное распределение совместимых и несовместимых элементов наблюдается в многочисленных расслоенных телах того же кургасского комплекса: в пределах одного расслоенного тела, в котором вариации состава регулировались именно процессами внутрикамерной дифференциации, несмотря на весьма значительные колебания содержания петрогенных оксидов, содержание несовместимых элементов изменяется в очень небольших пределах.

Вместе с тем надо отметить, что в соответствии с данными С.Г. Ковалева [4, 5, 6] недифференцированные расплавы могли достигнуть поверхности только на ранних стадиях раскрытия рифтовой системы, в то время как на стадии широкого раскрытия рифта мог существовать промежуточный магматический очаг, который препятствовал подъёму недифференцированных расплавов на поверхность. Однако данная модель, по мнению автора, противоречит обнаруженной зональности.

Закономерность в пространственном распределении тел отмечалась и ранее в работе [7], в которой указано, что высокотитанистые разности преобладают в поле Тараташского блока и дальше широко распространены на юг примерно до южного окончания цепочки массивов кузино-копанского комплекса. Южнее сначала появляются, а потом и преобладают

низкотитанистые разности, однако упомянутыми авторами подобный вывод был сделан на меньшей выборке данных. А.А. Носова с коллегами [7] объясняют подобное распределение тем, что в северных частях распространены производные плавления мантийного источника с участием пироксенитов, а при смещении на юг появляются производные пироксенитовых и перидотитовых источников, причем последние преобладают в самых южных участках. В целом, это не противоречит обсуждаемым в этой работе закономерностям – возможно, зональность действительно обусловлена разным составом протолита.

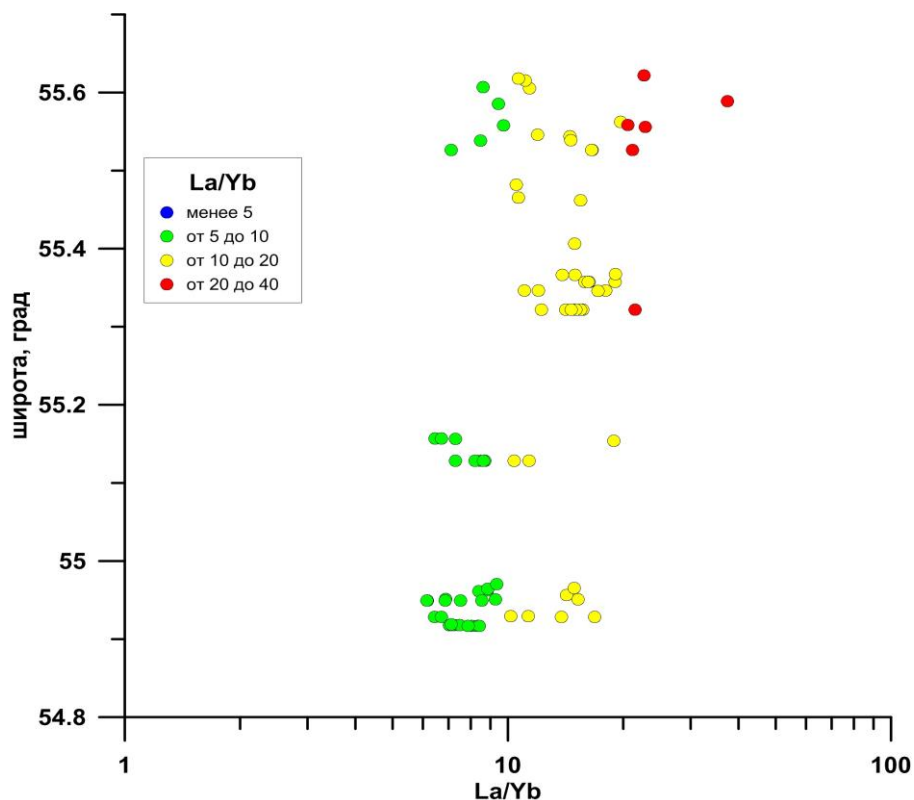


Рис. 3. Изменение отношения La/Yb с севера на юг в породах кургасского комплекса.

Стоит отметить, что тела другого возраста (раннее- и позднерифейские) не вписываются в описанную зональность. Это хорошо видно на диаграмме распределения оксидов магния и хрома (рис. 4): базитовые комплексы другого возраста образуют изолированные поля. При этом породы раннерифейских навышского и суимского комплексов и средне-позднерифейского повальненского комплекса сходны с наиболее дифференцированными разностями кургасского комплекса. Это логично сочетается с геологическими данными – рифтинг на машакском этапе был значительно сильнее, чем в навышское время (начало раннего рифея) и чем в конце среднего рифея, то есть в последних двух случаях расплавам приходилось подниматься через более мощную кору, что привело к более сильной дифференциации. Суимский и навышский раннерифейские комплексы образуют изолированное поле на севере, так как развиты только в поле тараташского комплекса архея–раннего протерозоя и айской свиты раннего рифея, а средне-позднерифейский повальненский комплекс относительно уверенно выделяется только в поле среднерифейских осадочных толщ, так как в полях бакальской и саткинской свит отделить друг от друга дайки кургасского и повальненского комплекса практически невозможно.

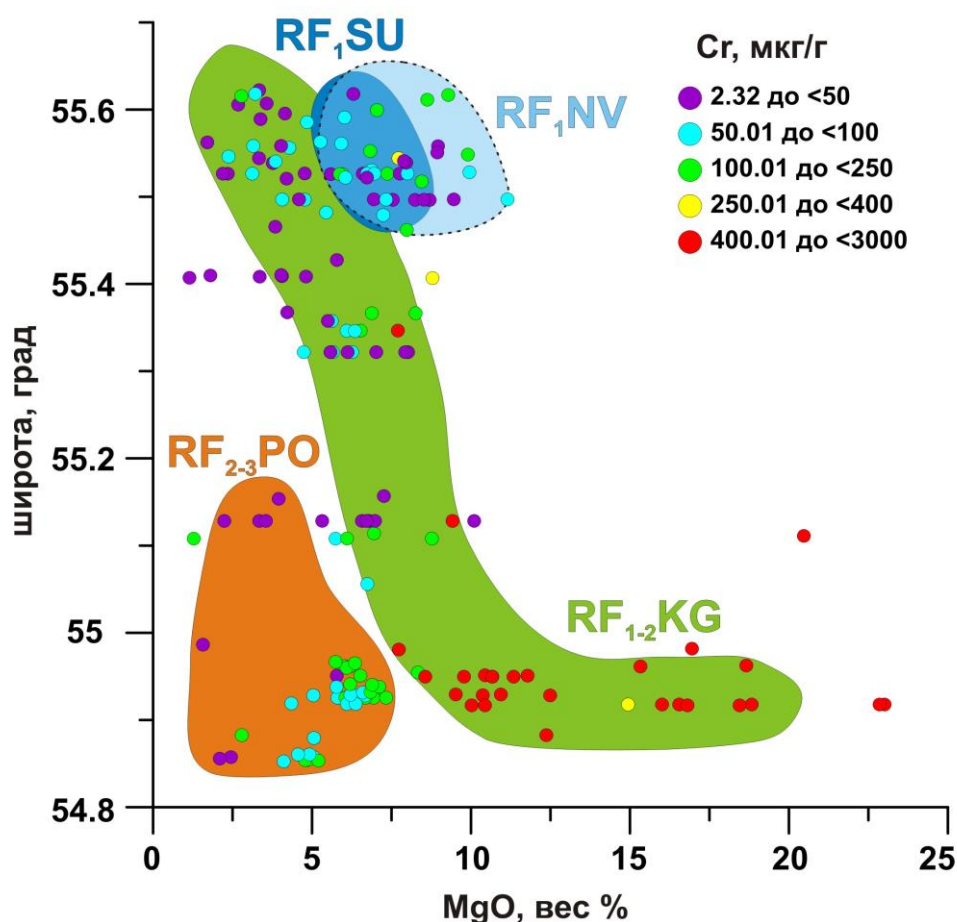


Рис. 4. Диаграмма распределения содержания MgO для разновозрастных дайковых комплексов северной части Башкирского мегантиклинория. Содержания MgO в весовых процентах, Cr – в мкг/г. RF₁SU – суимский комплекс; RF₁NV – навышский комплекс; RF₁₋₂KG – кургасский комплекс; RF₂₋₃PO – повальненский комплекс.

Что касается возраста кургасского комплекса, то для него известны две изотопные датировки. Главная Бакальская дайка была датирована по бадделеиту (U-Pb, ID TIMS) $1\,385.3 \pm 1.4$ млн лет [2]. На южной окраине г. Куса для силла в доломитах саткинской свиты был определён возраст $1\,360 \pm 9$ млн лет ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ по биотиту [14]).

Авторскими исследованиями [13] были получены ещё две датировки: для тела на окраине г. Куса по монофракции биотита (Ar-Ar метод) получен возраст $1\,318 \pm 10$ млн лет, а для дайки у г. Берядуш – $1\,349 \pm 11$ млн лет (U-Pb по цирконам, SHRIMP II). Таким образом, комплекс, по-видимому, формировался в течение длительного промежутка времени – как минимум с $1\,318$ до $1\,380$ млн лет. Хотя здесь не стоит исключать возможность того, что данные датировки относятся не к единому непрерывному этапу магматизма длительностью более 60 млн лет, а фиксируют несколько отдельных более коротких фаз.

Таким образом, гипабиссальные интрузивные тела основного состава кургасского комплекса (граница раннего и среднего рифея) имеют геохимическую зональность, выраженную в увеличении кремнекислотности и степени обогащения рассеянными элементами, и в уменьшении содержаний оксида магния и хрома с юга на север, что с большой вероятностью связано с увеличением степени дифференциации расплавов в этом направлении и фиксирует раскрытие машакской рифтовой структуры с юга на север (в современных координатах).

Список литературы

1. Ардисламов Ф.Р., Савельев Д.Е., Сначёв А.В., Пучков В.Н. Геология машакской свиты Ямантаусского антиклинория (Южный Урал). – Уфа: ДизайнПресс, 2013. 216 с.

2. Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N. et al. Geochemical characterization of Precambrian magmatic suites of the Southeastern margin of the East European Craton, Southern Urals, Russia // Геологический сб. № 5. /под ред. В.Н. Пучкова, Р.Ф. Абдрахманова, И.Б. Серавкина/ ИГ УрО РАН, № 5, 2006. С. 1–45.
3. Evans D., Mitchell R., Assembly and breakup of the core of Paleoproterozoic-mesoproterozoic supercontinent Nuna // Geology. 2011. V.39(5). P.443–446. URL: <https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/geology/article-abstract/39/5/443/130515> (дата обращения 05.12.2017)
4. Ковалев С.Г. Новые данные по геохимии диабаз-пикритового магматизма Западного склона Южного Урала и условия его формирования // Литосфера, № 2, 2011. С. 68–83.
5. Ковалев С.Г. Позднедокембрийский рифтогенез в истории развития Западного склона Южного Урала // Геотектоника, № 2, 2008. С. 68–79.
6. Ковалев С.Г., Высоцкий С.И., Ковалев С.С. Петрогеохимия магматических комплексов Западного склона Южного Урала и востока Восточно-Европейской платформы // Геологический сб. №15 /под ред. В.Н. Пучкова, Р.Ф. Абдрахманова, И.Б. Серавкина/ ИГ УрО РАН. СПб.: Свое издательство, 2015. С. 117–137.
7. Носова А.А., Сазонова Л.В., Каргин А.В., Ларионова Ю.О., Горожанин В.М., Ковалев С.Г. Мезопротерозойская внутриплитная магматическая провинция Западного Урала: основные петрогенетические типы пород и их происхождение // Петрология, № 4, Т. 20, 2012. С. 392–428.
8. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
9. Puchkov V.N., Bogdanova S.V., Ernst R.E., Kozlov V.I., Krasnobaev A.A., Söderlund U., Wingate M.T.D., Postnikov A.V., Sergeeva N.D. The ca. 1380 Ma Mashak igneous event of the Southern Urals // Lithos. V.174. 2013. P.109–124.
10. Хотылев А.О., Тевелев А.В. Рифейские дайковые комплексы Тараташского выступа (Южный Урал) // Тектоника современных и древних океанов и их окраин // Мат-лы XLIX Тектонического совещания, посвященного 100-летию академика Ю.М. Пушаровского. М.: ГЕОС, 2017. Т. 2. С. 275–280.
11. Хотылев А.О., Тевелев А.В., Мосейчук В.М., Бычков А.Ю., Девишева Н.Б. Суимский и кургаский рифейские дайковые комплексы: состав и петрологические особенности (Южный Урал, Башкирский мегантиклинорий) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2017. Т. 92. № 5. С.3–14.
12. Хотылев А.О., Тевелев А.В. Дайковые рои Башкирского мегантиклинория: геохимические особенности и этапы формирования // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Т.2. Мат-лы I Тектонического совещания. – М.: ГЕОС, 2018. С. 295–299.
13. Хотылев А.О., Тевелев А.В., Мосейчук В.М., Девишева Н.Б., Бычкова Я.В., Латышев А.В. Мезопротерозойский базитовый магматизм Башкирского мегантиклинория (Южный урал): Возрастные ограничения, петрологические и Геохимические особенности // Геология и геофизика. (В печати)
14. Эрнст Р.Э., Хейнс Дж.А., Пучков В.Н. и др. Рекогносцировочное Ar-Ar датирование протерозойских долеритовых даек и силлов в Сибири и на Южном Урале: идентификация новых крупных магматических провинций и использование при реконструкции суперконтинента Нуна (Коламбия) // Мат-лы XLI Тектонического совещания. /отв. ред. Ю.В. Карякин/ Т. 2. М.: ГЕОС, 2008. С. 492–496.

РИФ БОЛЬШАЯ КОСЬЮ – УНИКАЛЬНЫЙ ПРИМЕР РИФОВОЙ ЭКОСИСТЕМЫ В ПОЗДНЕМ ОРДОВИКЕ УРАЛА

Л.А. Шмелёва

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

e-mail: lyubov.shmeleva@inbox.ru

Рифообразование в ордовике на территории России и сопредельных территориях было резко ослаблено, что связано с продолжением начавшегося в позднем кембрии кризиса [3]. Ордовикские постройки в пределах Уральской складчатой области отмечены на о. Вайгач, Пай-Хое, а также Полярном, Приполярном и Северном Урале [2]. В настоящее время среди них известно всего три верхнеордовикских рифа (Лёк-Елец, Бадъя и Большая Косью), лишь один из которых – риф Большая Косью, расположенный на западном склоне Северного Урала, – практически не подвергся интенсивным процессам доломитизации. Это делает его уникальным геологическим объектом палеоэкологического изучения с позиций развития рифовой экосистемы Урала в палеозое, так как именно в позднеордовикскую эпоху на бровке континентальной окраины платформы возникли первые экологически зрелые рифы, образовавшейся при раскрытии Палеоуральского океана [2].

Риф Большая Косью расположен на территории Печоро-Илычского биосферного заповедника, в субширотном течении р. Б. Косью, правого притока р. Илыч. Палеогеографически разрез рифа характеризует восточную (в современных координатах) внешнюю зону окраины карбонатной платформы (восточный тип), сходную с положением рифов Лёк-Елец и Бадъя на Полярном и Приполярном Урале. Риф имеет тектонический контакт с нижележащими слоистыми зеленовато-тёмно-серыми глинистыми сланцами, аргиллитами и известняками с «петельчатой» текстурой большекосьюнской свиты, возраст которой на основании определения остатков трилобитов *Homotelus*, *Chasmopsidae*, *Lonchodomas*, *Remopleurides*, *Atractopyge*, криноидей *Fascicrinus* cf. *foliaceus* (Milicina), *F.* cf. *kaljtschenensis* (Yelt.), *Bystrowicrinus composites* (Yelt. et Stuk.), цистоидей *Hemicosmites* cf. *vajgatschensis* (Yelt. et Stuk.), брахиопод *Apatomorpha* sp. и конодонтов *Baltioniodus alibatus* (Bergstrom) соответствует верхней части сандибийского и нижней части катийского ярусов. Перекрывается рифовая толща пачкой слоистых серых и тёмно-серых комковатых известняков видимой мощностью 46 м с многочисленными остатками раковинной и колониальной фауны, характеризующей отложения открытого шельфа. Возраст этих отложений по наличию брахиопод *Proconchidium* cf. *munsteri* Kiaer и конодонтов *Amorphognathus ordovicicus* (Branson et Mehl), *A. duftonus* (Rhodes), *Belodina* sp., *Coelocerodontus? trigonius* (Ethington), *Dapsilodus mutates* (Branson et Mehl), *Drepanoistodus* sp., *Panderodus gracilis* (Branson et Mehl), *Paroistodus* sp., *Periodon bellus* (Moskalenko), *Protopanderodus* sp., *P. liripipus* (Kenedy, Barnes et Uyeno), *Pseudoonontodus mitratus* (Moskalenko), *Strachanognathus parvus* (Rhodes), *Scabardella altipes* (Henningsmoen), *Spinodus* sp., *Walliserodus amplicissimus* (Serpagli) соответствует яптикшорской свите верхнего катия. Рифовые известняки мощностью 137 м по своему стратиграфическому положению соответствуют верхней части малотавротинской свиты среднего катия, возрастным аналогом которой является сульфатно-доломитовая толща, вскрытая в Верхнепечорской впадине на Вуктыльской и Западно-Вуктыльской площадях и в других впадинах Предуральского краевого прогиба.

Как показывает анализ фауны и флоры, в структуре рифа Большая Косью можно выделить несколько самостоятельных интервалов (этапов развития), каждый из которых отличается набором основных каркасостроителей, формой их колоний и мощностью. Первый интервал разреза мощностью 17 м сложен светло-серыми преимущественно массивными биокластовыми цианобактериально-криноидными известняками, из которых среди последних были определены *Apertocrinus* cf. *apertus* (Yelt. et Stuk.), *Bystrowicrinus* cf. *bilobatus* (Yelt. et Stuk.). Эти слои отражают период накопления отложений, которые нельзя назвать развитыми биогенными постройками, хотя здесь и представлены все организмы, способные формировать массивное органогенное сооружение. Имеющиеся небольшие линзы и скопления табулят, ругоз

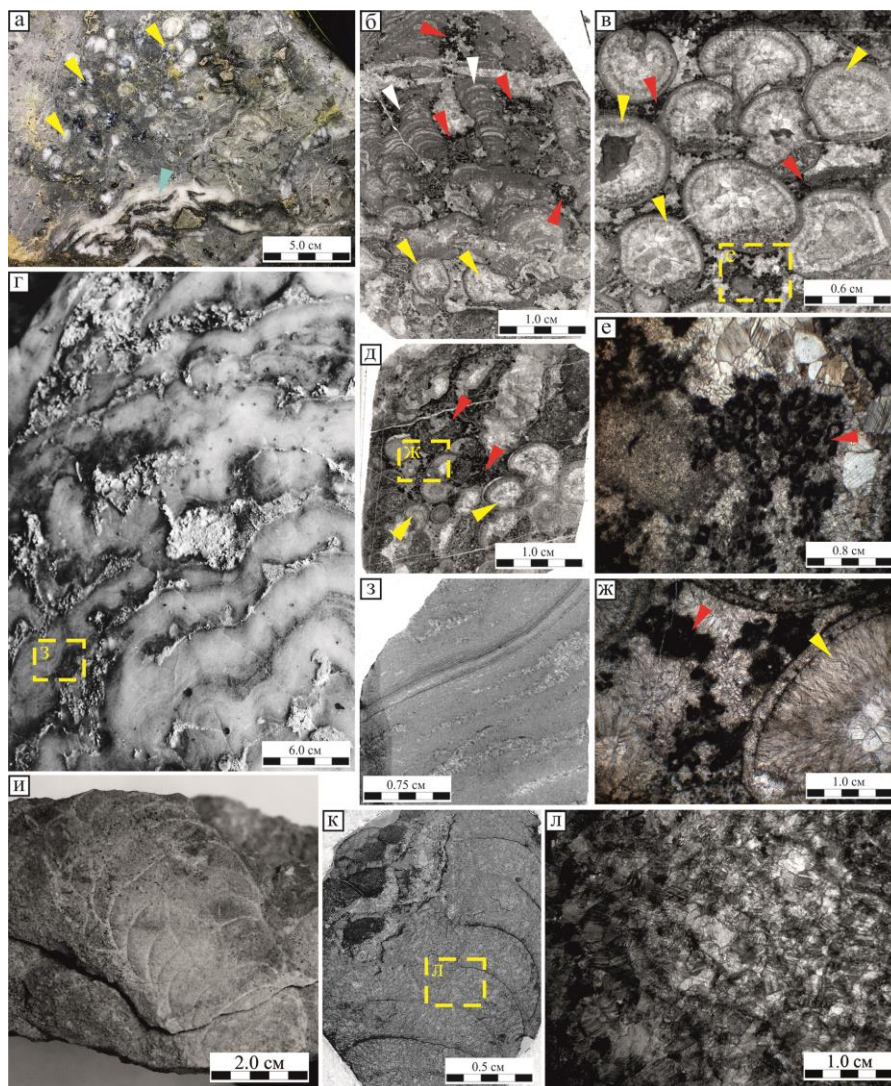


Рис.1. Губковые палеобиоценозы рифа Большая Косью: а, б, в, д, е, ж – сфинктозойно-водорослево-микробиальные биогермные известняки (жёлтый треугольник – сфинктозоа *Corymbospongia* sp., красный треугольник – цианобактерии *Renalcis* sp., белый треугольник – водоросли *Kozhymella dembowskii* (Sh.), голубой треугольник – строматороидами); г, з – строматопоридеи *Ecclimadictyon* cf. *koigiense* (Nestor); и, к, л – сфинктозоа *Amblysiphonella reticulata* (Rigby et Potter), л – ретикулянтное заполнение камер губок.

и брахиопод показывают здесь лишь возможные условия для формирования органогенных построек на песчаном (биокластовом) субстрате. При этом важным фактором для возможности появления, роста и развития зачаточных биогермных построек и формирования рифовой экосистемы в целом, на данном этапе было существование зелёных водорослей *Vermiporella* sp., *Botominella* ex. gr. *problematica* (Nich. et Ether.), *Proaulopora* (*Amganella*) ex. gr. *glabra* (Krasnop) и цианобактерий *Girvanella* ex. gr. *problematica* (Nich. et Ether.), *Renalcis* sp., которые в изобилии присутствуют в этих известняках. Выступая в роли цементаторов накапливающегося криноидного рыхлого осадка, они участвовали в формировании стабильного скелетного известкового субстрата и последующего заселения его прикреплёнными организмами.

Выше по разрезу в интервале мощностью 19 м можно наблюдать крупные разрозненные колонии ругоз *Palaeophyllum* ex. gr. *tubuliferum* (Reiman) размером 60×40 см, куполовидные и пластинчатые колонии табулят *Stelliporella* sp., *Plasmoporella* cf. *angusta* (Yanet), *Propora* sp., *Protaraea* aff. *ungerni* (Eichw) 15×20 см в диаметре. Вместе с зелёными водорослями *Vermiporella* sp. и красными *Kozhymella dembowskii* (Sh.), сфинктозойными губками *Corymbospongia* sp. и гидроидами *Fistulella* sp. они формировали каркасную структуру биогермных построек (рис. 1 а, б). Межкаркасные полости (20×50 см) за-

полнялись крупным известковым лито- и биокластовым (0.3–3.0 см) рифовым материалом, который продуцировали цианобактерии *Girvanella* ex. gr. *problematica* (Nich. et Ether.), *Renalcis* ex. gr. *granosus* (Vologd.), зелёные водоросли *Vermiporella* sp., а также разнообразные беспозвоночные: мшанки, губки, иглокожие и волновая деятельность.

Выше по разрезу наблюдается палеосообщество, характеризующееся увеличением биоразнообразия рифообразующих таксонов. Здесь в интервале мощностью 75 м появляются массивные биогермные тела, созданные наиболее крупными колониями строматопороидей и табулят (от 5×30 см до 40×70 см). Строматопороидеи представлены 2 видами: *Cystostroma* sp., *Ecclimadictyon* cf. *koigiense* (Nestor) (рис. 1 г, з), табуляты более разнообразны: среди них преобладают представленные массивными колониями куполовидной, реже пластинчатой, формы представители подотряда *Heliolitina* – *Plasmoporella* cf. *angusta* (Yanet), *P.* aff. *chamomilla* (Bond), *P. convexotabulata* (Kiaer), *Propora* sp., *Protaraea* aff. *ungerni* (Eichw). Значительно меньшим распространением и ролью каркасостроителей среди табулят обладают представители подотряда *Halysitina* – *Catenipora* cf. *oblique* (Fisch.-Benz.), *Palaeohalysites* sp. В большом количестве в биогермах присутствуют губки – *Corymbospongia* sp. (рис. 1 в, д, е, ж), *Amblysiphonella reticulata* (Rigby et Potter) (рис. 1 и, к, л) и представители рода *Solenopora*, а также одиночные конической или цилиндрической формы ругозы *Crassilasma* ex. gr. *simplex* (Ivanovsky), *Grewingkia* cf. *bilateralis* (Neuman) и *Streptelasma* sp. indet. cf. *primum* (Wdkd.), цианобактерии *Girvanella* ex. gr. *problematica* (Nich. et Ether.), *Renalcis* ex. gr. *granosus* (Vologd.), мшанки, иглокожие, водоросли *Vermiporella* sp., *Kozhymella dembowskii* (Sh.). В верхней части этого интервала разреза строматопороидеи практически исчезают, здесь появляются и преобладают пластинчатые и массивные колонии табулят *Propora* sp., *Heliolites* sp., но меньшего размера, скопления гидроидов *Fistulella* sp. и цианобактерий *Ikella* sp., *Renalcis* sp.

В самой верхней части рифа в интервале 26 м вместе с увеличением количества лито- и биокластового материала появляются плотные удлинённые скопления губок *Corymbospongia* sp., которые вместе с пластинчатыми колониями табулят формировали каркасную основу небольших биогермных построек мощностью до 3 м. Среди биокластового материала здесь встречаются фрагменты водорослей *Vermiporella* sp., *Kozhymella dembowskii* (Sh.), табулят *Propora* sp., ругоз *Crassilasma* ex. gr. *simplex* (Ivanovsky), *Palaeophyllum* cf. *tubuliferum* (Reiman), *Neopaleophyllum soshkinae columellaris* (Shurygina) и другой раковинный материал. Выше по разрезу рифовые известняки перекрываются серыми плитчатыми биокластовыми водорослево-криноидными известняками (биокластовые пески) и известняковыми песчаниками (литокластовые пески) отдельных фаций с присутствием вадозной цементации, которые фиксируют начало резкой регрессии и прекращение роста рифа.

Анализ разнообразия каркасообразующей биоты показывает, что комплекс фауны, выявленной в структуре рифа Большая Косью, является существенно более разнообразным, чем верхнеордовикские рифовые палеобиоценозы на Приполярном и Полярном Урале. В сообществе каркасостроителей наряду с кораллами, водорослями, гидроидами и цианобактериями одну из важнейших ролей играют губки, такие как строматопороидеи, соленопоры и сфинктозои. Известно, что в целом для позднего ордовика были характерны рифовые постройки процветавших в то время строматопороидей – животных с прочным известковым скелетом [3]. Находок сфинктозойных губок, участвующих в формировании каркаса рифовой структуры ордовикского возраста на территории Урала и России до настоящего времени не было известно, что делает риф Большая Косью уникальным тафономическим окном в экосистеме позднего ордовика.

Известно, что сфинктозойные губки были важными рифостроителями в средней–поздней перми и среднем–позднем триасе [10]. В настоящее время эти морские бентосные многокамерные организмы установлены в кембрии Южной Австралии [7], ордовике Северной Калифорнии [9], Австралии [14], Китая [13]. Массовые остатки скелетов сфинктозойных губок обычно приурочены к органогенным фациям, в большинстве случаев они выступают в качестве активных

или пассивных каркасостроителей и очень редко встречаются в небиогермных породах. В России ордовикские сфинктозойные губки известны лишь из среднего ордовика Корякии, где впервые были описаны А. В. Журавлёвым из конгломератов эльгеминайской формации (Elgeminay Formation) [15]. Старейший сфинктозойно-кораллово-микробный риф, где сфинктозойные губки выступают в роли каркасостроителей, описан в юго-восточной части Китая [8] и имеет позднекарийский возраст. В верхнеордовикских рифах Канады [6], Северной Гренландии [12], о-ва Вайгач [4], Полярного и Приполярного Урала [2], Алтае и Салаира [5] в качестве каркасостроителей указываются преимущественно строматопороидеи, кораллы и водоросли. В качестве позднесилурийских рифостроителей в ассоциации со строматолитами и водорослями, сфинктозойи, кроме западного склона Северного и Среднего Урала, известны в юго-восточной, юго-западной и западно-центральной частях Аляски [11] и на Салаире [1].

Таким образом, незначительная степень доломитизации рифа Большая Косью позволила выявить в его структуре уникальный комплекс ископаемых организмов, который таксономически более разнообразен, чем верхнеордовикские рифовые палеобиоценозы на Приполярном и Полярном Урале, и обуславливает значимость этого разреза для целей палеонтологии и палеоэкологии не только на севере Урале, но и на Урале в целом.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00331.

Список литературы

1. Антошкина А.И. Рифовая биота Урала и Салаира: палеобиогеографическое значение для среднего палеозоя // Научные доклады Коми НЦ УрО РАН, Вып. 469. Сыктывкар, 2005. 27 с.
2. Антошкина А.И. Рифообразование в палеозое (север Урала и сопредельные области). Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 304 с.
3. Ивановский А.Б., Осипова А.И., Кузнецов В.Г. и др. Рифогенные постройки в палеозое России. Москва: Наука, 1997. 157 с.
4. Общая характеристика опорного разреза ордовика Пай-Хоя, Вайгача и Новой Земли / Бондарев В.И., Бурский А.З., Нехорошева Л.В. и др. // Опорный разрез ордовика Пай-Хоя, Вайгача и юга Новой Земли. Л., 1970. С. 5–49.
5. Сенников Н.В., Обут О.Т., Буколова Е.В., Толмачева Т.Ю. Литолого-фациальная и биоиндикаторная оценки глубины формирования раннепалеозойских осадочных бассейнов Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, №10, Т. 52, 2011. С. 1488—1516.
6. Copper P. Upper Ordovician and Lower Silurian reefs of Anticosti Island, Quebec // Mem. Can. Soc. Petrol. Geol. 1989. Vol. 13. P. 271–276.
7. Kruse P.D., Reitner J.R. Northern Australian microbial-metazoan reefs after the mid-Cambrian mass extinction // Mem Assos Australas Palaeontol, 2014. Vol. 45. P. 124–138.
8. Li Q., Li Y., Kiessling W. The first sphinctozoan-bearing reef from an Ordovician back-arc basin // Facies, 2015. P. 17–61.
9. Rigby J.K., Potter A.W. Ordovician Sphinctozoan sponges from the Eastern Klamath Mountains, northern California // Mem Paleontol Soc, 1986. Vol. 20. P. 1–47.
10. Senowbari-Daryan B. Hypercalcified sphinctozoan sponges from Upper Triassic Norian-Rhaetian reefs of the Nayband Formation (central and northeast Iran) // Jahrb Geol Bundesanst, 2005. Vol. 145. P. 171–277.
11. Soja C.M. Significance of Silurian stromatolite-sphinctozoan reefs // Geol. 1994. Vol. 22. P. 355–358.
12. Sonderholm M., Harland T.L. Franklinian Reef Belt, Silurian, North Greenland // Mem. Can. Soc. Petrol. Geol., 1989. Vol. 13. P. 356–366.
13. Webby B.D., Lin Bayou. 1988. Upper Ordovician clief-denellids (Porifera: Sphinctozoa) from China // Geological Magazine, 1988. Vol. 125(2). P. 149–159.
14. Webby B.D., Rigby J.K. Ordovician sphinctozoan sponges from central New South Wales // Alcheringa, 1985. Vol. 9. P. 209–220.
15. Zhuravlev A. Yu. Was North America ever a Chukotka terrane? // International Conference on arctic margins. Anchorage, Alaska, 1992.

2. ПАЛЕОНТОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ

ВИЗЕЙСКИЕ ОДНОКАМЕРНЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ И СФЕРЫ

А.Ф. Аминзянова

Институт геологии УФИЦ РАН, БашГУ, Уфа

e-mail: aminzyanova@mail.ru

Материалом для изучения послужили коллекции шлифов из разрезов визейского яруса (верхневизейского подъяруса), хранящиеся в Музее геологии и полезных ископаемых Республики Башкортостан г. Уфы (ГМ): «Сиказа» (коллекция № 640) и «Сулейманово» (коллекция № 728), а также коллекция шлифов нижнего визе из скважины 106 «Октябрьская» (коллекция № 124 ИГ УФИЦ РАН). Разрез «Сиказа» расположен на западном склоне Южного Урала в Западно-Уральской структурно-фациальной зоне [8], разрез «Сулейманово» – на западном склоне Южного Урала в Центрально-Уральской структурно-фациальной зоне (Зилаирский синклинирий) [6], Скважина «Октябрьская 106» пробурена на юго-востоке Восточно-Европейской платформы [7].

В изученных шлифах в большом количестве встречаются разнообразные сферические образования размером 0.1–0.2 мм. Часть из них относится к однокамерным фораминиферам надсемейств *Archaeosphaeroidea* Antropov, 1970, emend. Sabirov, 1987, (рода *Archaeosphaera*, *Pachysphaerina*, *Eotuberitina*, *Tuberitina*) и *Parathuramminoidea* E. Vykova, 1955 emend. Sabirov, 1987 (*Parathurammina*, *Parathuramminites*) (табл.1). Кроме того в шлифах встречаются сферические образования неясного систематического положения, к которым применяют термин «кальцисферы». Е. А. Рейтлингер изучая сферы девонских отложений Русской платформы выделила семь типов сфер (*Archaeosphaera* Suleimanov, *Calcisphaera* Williamson, *Polyderma* Derville, *Radiosphaera* Reiringer, *Sphaerella* Reiringer, *Asterosphaera* Reiringer, *Radiina* Reiringer) [9]. Сферы подразделены ею по строению стенки, наличию лучей, шипов или выступов.

Сферическим образованиям девонского возраста посвящена специальная статья С.А. Дуба [3]. Автор отмечает, что при описании сферических микрофоссилий широко применяется термин кальцисферы (*calcispheres*), но использование данного термина не удобно, так как под таким названием еще в позапрошлом веке был выделен род *Calcisphaera* (Williamson, 1880) [15]. Вероятно, состав рода *Calcisphaera* сборный, поскольку автором к этому роду были отнесены раковины с различным строением стенки [15, табл. 20, фиг. 67–81]. Поэтому термин «кальцисферы» в литературе применяется для сферических образований различной морфологии. Для устранения путаницы в названиях для известковых микрофоссилий неясного систематического положения был предложен термин «кальцитархи» (*Calcitarcha*) [13]. В строении кальцитарх обычно выделяют полую центральную камеру (30–500 мкм) и внешнюю известковую оболочку (3–170 мкм) [5]. На протяжении многих лет систематическое положение подобных сфер являлось предметом дискуссий. Их относили к различным органическим образованиям: фораминиферам [10], органам размножения дазикладиевых и вольвоксовых водорослей [11], известковым цистам динофлагеллят и к структурам, похожим на репродуктивные органы круглых червей [14], кальцитизированным остаткам радиолярий [2] и акритарх [12]. Природа этих сфер остается неясной и по настоящее время [5]. В изученных шлифах основную массу составляют *Archaeosphaera* с темной гладкой стенкой. Несмотря на то, что архисферы отнесены к фораминиферам, природа этих сфер не ясна. Стенка архисферы описана как микропористая, но в связи с мелким размером пор, обычно поры не удается просмотреть (рис.1, фиг. 2,6,7). *Pachysphaerina pachisphaerica* отличается пористой стенкой (Пронина, 1963), однако в сферах, имеющих близкие размеры и толщину стенки поры почти не видны, хотя видна неоднородность стенки (рис.1, фиг. 1). Среди встреченных нами сферических образований хорошо видна пористая стенка у сфер с характерным диском прикрепления, относимых к роду *Tuberitina* (рис.1, фиг. 5, 9, 10). Однако, если сечение проходит

выше диска прикрепления, поперёк раковины, в сечении она выглядит как сферическая и близка к роду *Pachysphaerina*.

Таблица

Сравнительная характеристика однокамерных фораминифер, встречающихся в изученных коллекциях [1]

Род	Типовой вид	Строение стенки	Специфические признаки	Распространение
<i>Parathuramina</i> Suleimanov, 1945	<i>P. dagmara</i> Suleimanov, 1945, нижний карбон, турнейский ярус, Башкирия	Микрогранулярная, однослойная, реже двухслойная	Многочисленные устья на концах трубчовидных или сосочковидных возвышениях	Силур–карбон; Восточная Европа, Сибирь, Средняя Азия, Европа, Северная Америка, Китай
<i>Archaeosphaera</i> Suleimanov, 1945	<i>A. minima</i> Suleimanov, 1945, нижний карбон, турнейский ярус, Башкирия	Однослойная, гладкая, скрытопористая	Раковина сферическая	Кембрий–карбон; Западная и Восточная Европа, Иран, Мексика
<i>Pachysphaerina</i> Conil et Lys, 1964	<i>Pachysphaera dervillei</i> (= <i>Archaeosphaera</i> (?)) <i>pachysphaerica</i> Pronina, 1963, нижний карбон, Урал	Однослойная, пористая	Раковина сферическая	Нижний карбон–пермь; Восточная Европа, Бельгия, Франция, Чехия, Словакия, Кампучия, Мексика
<i>Eotuberitina</i> A. Miklukho-Maclay, 1958.	<i>E. reitlingerae</i> Miklukho-Maclay, 1958 (= <i>Tuberitina maljawkini</i> Reitlinger, 1950), средний карбон, Подмосковье	Скрытопористая	Раковина полусферическая или субсферическая с диском прикрепления	Силур–средний карбон; Европа, Иран, Египет, Северная Америка, Китай.
<i>Tuberitina</i> Galloway et Harlton, 1928	<i>T. bulbocea</i> Galloway et Harlton, 1928, Северная Америка, Оклахома.	Пористая	Раковина колбообразная, полусферическая или субсферическая с диском прикрепления	Девон–пермь; Европа, Индия, Вьетнам, Северная Америка

Е. А. Рейтлингер изучая сферы девонских отложений Русской платформы выделила семь типов сфер (*Archaeosphaera* Suleimanov, *Calcisphaera* Williamson, *Polyderma* Derville, *Radiosphaera* Reiringer, *Sphaerella* Reiringer, *Astrosphaera* Reiringer, *Radiina* Reiringer) [9]. Сферы подразделены ею по строению стенки, наличию лучей, шипов или выступов.

Сферическим образованиям девонского возраста посвящена специальная статья С.А. Дуба [3]. Автор отмечает, что при описании сферических микрофоссилий широко применяется термин кальцисферы (*calcispheres*), но использование данного термина не удобно, так как под таким названием еще в позапрошлом веке был выделен род *Calcisphaera* (Williamson, 1880) [15]. Вероятно, состав рода *Calcisphaera* сборный, поскольку автором к этому роду были отнесены рако-

вины с различным строением стенки [15, табл. 20, фиг. 67–81]. Поэтому термин «кальцисферы» в литературе применяется для сферических образований различной морфологии.

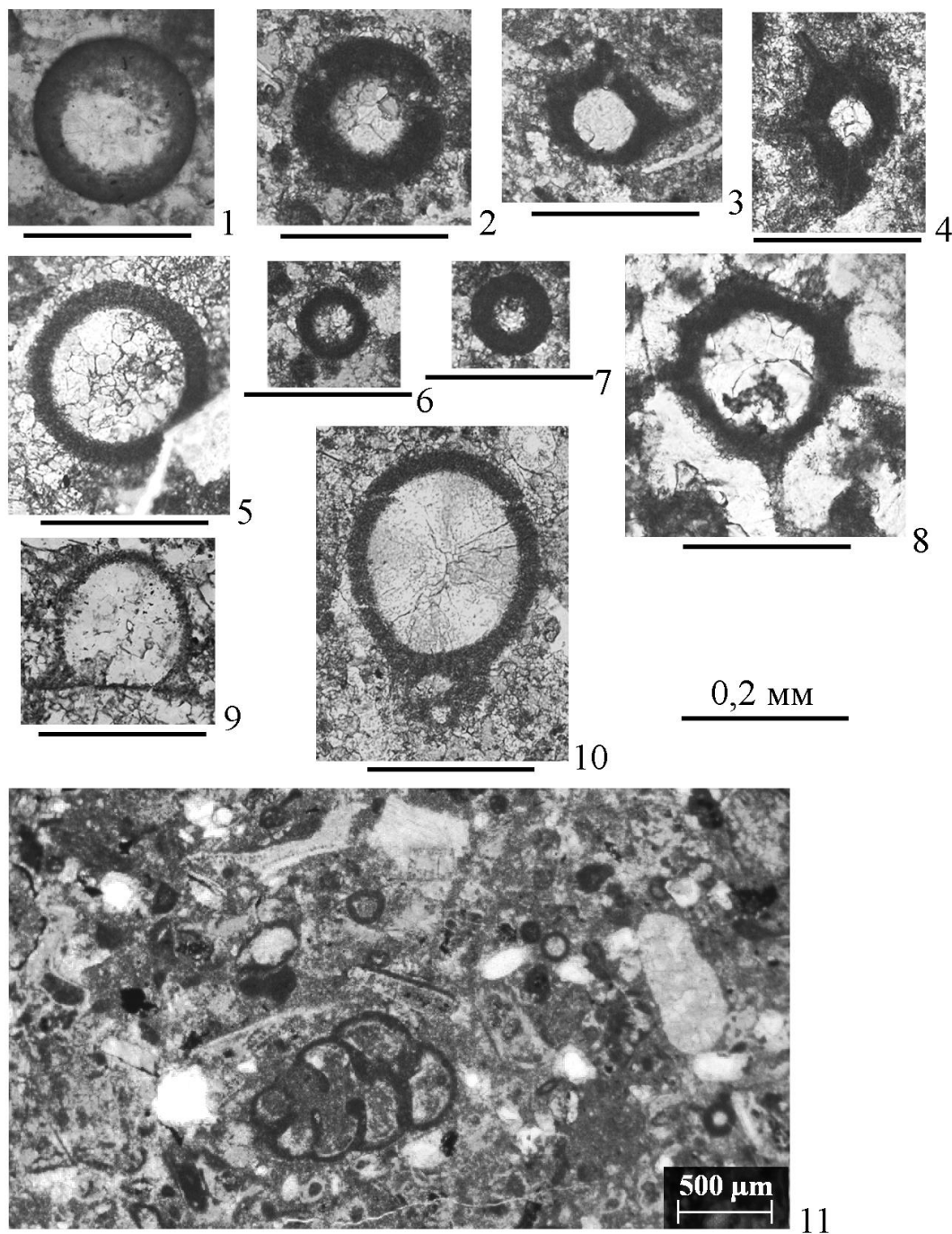


Рис. 1. Сферические однокамерные фораминиферы визейского яруса.

Фиг.1. – *Pachysphaerina* Conil et Lys, 1964, обр. 82-16. Южный Урал, р. Сиказа, верхневизейский подъярус, алексинский горизонт; фиг. 2, 6 – *Archaeosphaera* Suleimanov, 1945. обр. 106-3. Восточно-Европейская платформа, скв. «106 Октябрьская», нижневизейский подъярус, бобринковский горизонт; фиг. 7 – *Archaeosphaera* Suleimanov, 1945, обр.82-10, Южный Урал, р. Сиказа, верхневизейский подъярус, алексинский горизонт; фиг. 3 – *Parathurammmina* sp., обр. 106-3, Восточно-Европейская платформа, скв. «106 Октябрьская», нижневизейский подъярус, бобринковский горизонт; фиг. 4 – *Parathurammmina* sp., обр. 106-189, Восточно-Европейская платформа, скв. 106 Октябрьская, нижневизейский подъярус; фиг. 8 – *Parathurammmina* sp., обр. 25-1, Южный Урал, р. Сиказа, верхневизейский подъярус, тульский горизонт; фиг. 5, 9, 10 – *Tuberitina* sp. 5 – обр. 233-3, разрез «Сулейманово», верхневизейский подъярус, веневский горизонт; 9, 10 – обр. 233-2, местонахождение то же; фиг. 11 – органогенный известняк с раковинами фораминифер, обр. 363(4), местонахождение то же.

Для устранения путаницы в названиях для известковых микрофоссилий неясного систематического положения был предложен термин «кальцитархи» (*Calcitarcha*) [13]. В строении кальцитарх обычно выделяют полую центральную камеру (30–500 мкм) и внешнюю известковую оболочку (3–170 мкм) [5].

На протяжении многих лет систематическое положение подобных сфер являлось предметом дискуссий. Их относили к различным органическим образованиям: фораминиферам [10], органам размножения дазикладиевых и вольвоксовых водорослей [11], известковым цистам динофлагеллят и к структурам, похожим на репродуктивные органы круглых червей [14], кальцитизированным остаткам радиолярий [2] и акритарх [12]. Природа этих сфер остается неясной и по настоящее время [5]. В изученных шлифах основную массу составляют *Archaesphaera* с темной гладкой стенкой. Несмотря на то, что архисферы отнесены к фораминиферам, природа этих сфер не ясна. Стенка архисферы описана как микропористая, но в связи с мелким размером пор, обычно поры не удается просмотреть (рис.1, фиг. 2,6,7). *Pachysphaerina pachisphaerica* отличается пористой стенкой (Пронина, 1963), однако в сферах, имеющих близкие размеры и толщину стенки поры почти не видны, хотя видна неоднородность стенки (рис.1, фиг. 1). Среди встреченных нами сферических образований хорошо видна пористая стенка у сфер с характерным диском прикрепления, относимых к роду *Tuberitina* (рис.1, фиг. 5, 9, 10). Однако, если сечение проходит выше диска прикрепления, поперёк раковины, в сечении она выглядит как сферическая и близка к роду *Pachysphaerina*.

Многочисленные сферы приурочены к известнякам, обычно содержащим в большом количестве разнообразные многокамерные фораминиферы. Условия осадконакопления таких известняков соответствуют мелководному шельфу [8]. По данным Р.М. Ивановой [4], пахисферово-сгустковые известняки распространены в верхневизейских (михайловских) отложениях восточного склона Южного Урала, где они формировались в относительно глубоководно-тиховодных застойных участках бассейна.

Работа выполнена в рамках Государственного задания тема № 0252-2014-0002.

Список литературы

1. Вдовенко М.В., Гроздилова Л.П., Раузер-Черноусова Д.М., Рейтлингер Е.А., Сабиров А.А. Справочник по систематике мелких фораминифер палеозоя (за исключением эндотироидей и пермских многокамерных лагеноидей). М.: Наука, 1993. 126 с.
2. Вишневская В. С., Седаева К. М. О зональных подразделениях пограничных отложений девона-карбона России по паратурамминам (фораминиферовая или фораминиферово-радиоляриевая шкала?) // Стратиграфия и палеогеография карбона Евразии. Сборник научных статей. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2002. С. 53–60.
3. Дуб (Сапури) С. А. Микробияльные образования в известняках кизеловского горизонта восточного склона Среднего Урала как индикаторы обстановок осадконакопления // Литосфера, 2017, том 17, № 5 / Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, 2017. С. 28–52.
4. Иванова Р.М. Литологические особенности разрезов и условия осадконакопления средне-поздневизейского и раннебашкирского времени в центральной части Магнитогорского синклинария // Каменноугольные отложения Урала. Сб. статей. Свердловск, УНЦ АН СССР, 1975. С. 110–121.
5. Канева Н.А., Пономаренко Е.С., Шевчук С.С. (2013) Проблема генетической интерпретации *Calcisphaera insertae sedis* (на примере верхнедевонских отложений Тимано-Печорского региона). Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, (12), С.15–19.
6. Клименко Т. В., Кулагина Е. И., Е. Н. Горожанина, Кочетова Н. Н., Жерновкова Т. В. Верхнеиткуловская подсвита визейского яруса карбона на Южном Урале: литологическая и палеонтологическая характеристика // XII Межрегиональная научно-практическая конференция. Уфа 21–23 мая 2018 г. Сборник статей. С. 105–115.
7. Кулагина Е.И., Кочеткова Н.М., Бышева Т.В. К палеонтологической характеристике нижне-средневизейских отложений Оренбуржья // Биостратиграфия девона и карбона Урала: Сборник статей. – Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1988. С. 42–51.

8. Кулагина Е.И., Клименко Т.В. Комплексы фораминифер верхневизейского подъяруса бассейна реки Сиказы на западном склоне Южного Урала // Геологический сборник № 11 / ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2014. С. 48–57.
9. Рейтлингер Е. А. Сферы девонских отложений русской платформы: Докл. Акад. наук СССР, 1957. С. 774–776.
10. Сулейманов И. С. Новые виды мелких фораминифер из турнейского яруса ишимбаевского нефтеносного района // ДАН СССР. 1945. Т. 48, № 2. С. 130–134.
11. Kaźmierczak J. Volvocacean nature of some Palaeozoic non-radiosphaerid calcispheres and paraturaminid «foraminifera» // Acta Palaeontol. Polonica. 1976. V. 21. № 3. P. 241–269.
12. Kaźmierczak J., Kremer B. Early post-mortem calcified Devonian acritarchs as a source of calcispheric structures. Facies 51, 2005. P. 554–565.
13. Versteegh G.J.M., Servais T., Munnecke A., Streng M., Vachard D. A discussion and proposal concerning the use of the term calcispheres. Palaeontology, 52(2), 2009. P. 343–348.
14. Xian-Tao Wu. Origin and significance of constant-size fenestrae associated with calcispheres from the Lower Carboniferous of the Gower Peninsula, south Wales. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 41, 1983. P. 139–151.
15. Williamson W. C. On the organization of the fossil plants of the coal-measures. Part X-including an examination of the supposed radiolarians of the Carboniferous rocks. Philosophical Transactions of the Royal Society of London 171, 1880. P. 493–539.

КОНОДОНТЫ, ИХ РОЛЬ В ДАТИРОВАНИИ ПОРОД И ИЗУЧЕННОСТИ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ (НА ПРИМЕРЕ КОНОДОНТОВ МАЛОГО КАРАТАУ)

А.Б. Асамбаева

Казахский Национальный Исследовательский Технический Университет

им. К.И. Сатпаева, РК, Алматы.

e-mail: aizada_asambayeva@mail.ru

Конодонты – очень мелкие зубообразные микроокаменелости, которые могут иметь форму конуса, стержня, листа, сложенных концентрическими прослойками или продольными угловатыми волокнами метафосфата кальция. Существует множество гипотез происхождения конодонтов. Наиболее вероятным из всех гипотез о месте конодонтов в органическом мире были приняты две, обосновывающие близость конодонтов к хетогнатам и хордовым. Но дальнейшие исследования показали что, несмотря на близость к двум названным группам конодонты представляют самостоятельный тип животных, а конодонтовые элементы выполняли функцию ротового аппарата [2].

Конодонты – самые распространенные организмы Карбона и использованные, как индикаторы моря, жившие в период с Кембрия до Верхнего Триаса [5].

Конодонты встречаются в *самых разнообразных породах морского происхождения*. Их выделяют из песчаников, глин, мергелей, известняков и кремнистых пород. Они не боятся метаморфизации и хорошо сохраняются даже в *мраморизованных известняках, глинистых и кремнистых сланцах*. Уже на начальных этапах исследования конодонтов было установлено, что их количественное содержание в различных осадочных породах морского генезиса очень изменчивое. По мнению К. Мюллера благоприятными для поисков конодонтов являются отложения, содержащие большое количество нектонной фауны, а наименее перспективными он считает мелководные, терригенные и карбонатные отложения, переполненные бентосной фауной [3]. Конодонты играют роль ортостратиграфической группы фауны для палеозоя; на них основан ряд глобальных и региональных зональных стандартов, установлены точки глобальных стратотипов границ систем, отделов и ярусов. Также конодонтовые элементы могут быть использованы для определения степени термального катагенеза вмещающих пород в частности в нефтяной геологии. Они могут предоставить информацию об изменении температуры в толщах пород до 500 °C [1].

Конодонтоносители на протяжении 250 миллионов лет относительно быстро эволюционировали и имели глобальное распространение, что даёт возможность использовать их в стратиграфии — для установления очень дробных стратиграфических подразделений и корреляции отложений из разных районов. Особенно важное значение конодонты приобретают при определении границ зон, ярусов и систем, где требуется повышенная точность определения и расчленения вмещающих отложений. Это относится и к границе кембрийской и ордовикской систем [1].

Следует подчеркнуть, что возможность выбора шкалы Д. Миллера в качестве основы для зонального деления различного типа отложений определялась незначительностью провинциальных и биофациальных различий конодонтов в позднем кембрии и раннем ордовике (до раннего тремадока включительно). С другой стороны – отчётливый провинциализм в распределении конодонтов в позднем тремадоке и раннем арениге. А также их явная биофациальная дифференциация стали причинами создания самостоятельных зональных шкал, как правило, трудно сопоставимых [7].

Вторая половина позднего кембрия и начало раннего ордовика – единственный период в истории развития конодонтов, когда существует три группы конодонтовых элементов: прото-, пара, и эуконодонты. Эти группы установлены С. Бенгтсоном при гистологическом изучении стенок элементов конодонтовых аппаратов (Bongtson, 1976). Было показано, прото-, пара-, и эуконодонтовые элементы различаются способом нарастания ламеллярных пластин.

Развитие же этих групп во времени имело определенную направленность от прото- к параконодонтам и от последних к эуконодонтам (Bongtson, 1976, 1983; Miller, 1984). В современной классификации прото- и параконодонты объединены в отряд Paraconodontida включающий надсемейства Amphigeisinaea (протоконодонты) и Furnishinaea (параконодонты), а более обширная и разнообразная группа элементов с эуконодонтной гистологией отнесена ко второму отряду Conodontophorida. Протоконодонты известны от самых верхов докембрия до нижнего ордовика, но представлены независимо от других конодонтовых групп, в основном в нижнем кембрии, для расчленения которого и имеют определенное значение. Из пяти родов с протоконодонтовой гистологией – Protohertsina, Amphigeisina, Hertsina, Garrarodus, Phakelodus – лишь последний доживает до раннего ордовика (до раннего аренига включительно). Что касается эволюционного «перехода» от прото- к параконодонтам, то пока он остается все же на уровне теоретических построений, не подтвержденных конкретными примерами. Этот «переход» отмечается вблизи границы нижнего и среднего кембрия. Появляющиеся в среднем кембрии параконодонты существуют вместе с транзитными протоконодонтами вплоть до середины позднего кембрия и, по-видимому, могут служить реальной основой для расчленения среднего и нижней половины верхнего кембрия [4].

Малый Каратау. Начало изучения стратиграфии кембрия Малого Каратау относится к 40-м годам и связано с именами П.Л. Безрукова, Б.М. Гиммельфарба, В.А. Соколова. Ими впервые найдена кембрийская фауна. Позже в исследовании кембрия участвовали С.Г. Анкинович, Г.А. Ярмач, К.А. Лисогор, В.Г. Королев, Б.М. Келлер, Н.В. Покровская, Г.Х. Ергалиев, В.В. Миссаржевский, А.М. Мамбетов и др. Ими выработана современная стратиграфия кембрийских отложений региона, установлены все отделы. В настоящее время они имеют прекрасную палеонтологическую характеристику и расчленены на ярусы и зоны [3].

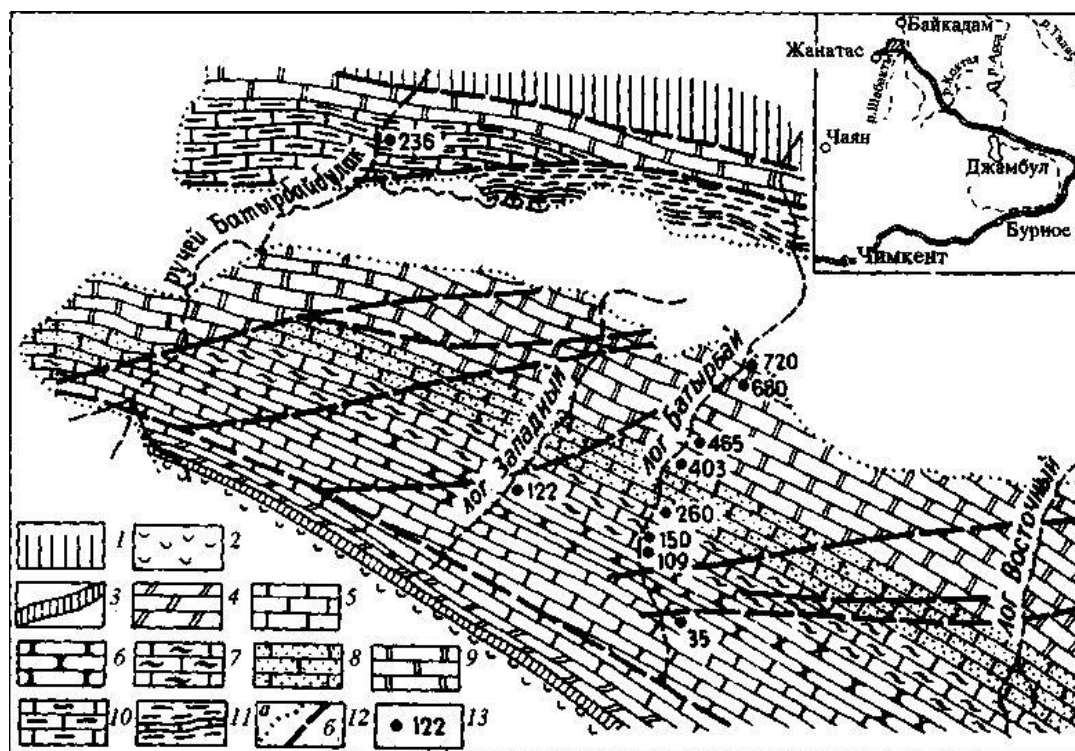


Рис. 1. Геологическая схема района лога Батырбай (составлена М.К. Аполлоновым и В.Г. Жемчужниковым [Аполлонов и др., 1992] [6].

Зональная шкала нижнего кембрия разработана Г.Х. Ергалиевым и Н.В. Покровской по трилобитам [Ергалиев, Покровская, 1977; Ергалиев, 1979, 1980], В.В. Миссаржевским и А.М. Мамбетовым – по хиолитам и хиолительминтам [Миссаржевский, Мамбетов, 1981], среднего-верхнего кембрия – Г.Х. Ергалиевым [1980]. Предложенная Г.Х. Ергалиевым ярусная и зональная шкала верхнего кембрия, разработанная по Батырбайскому разрезу, постановлением МСК

СССР в 1982 г. была принята как официальная для геологической службы Советского Союза, а сам разрез – как стратотипический для указанного отдела кембрийской системы [9].

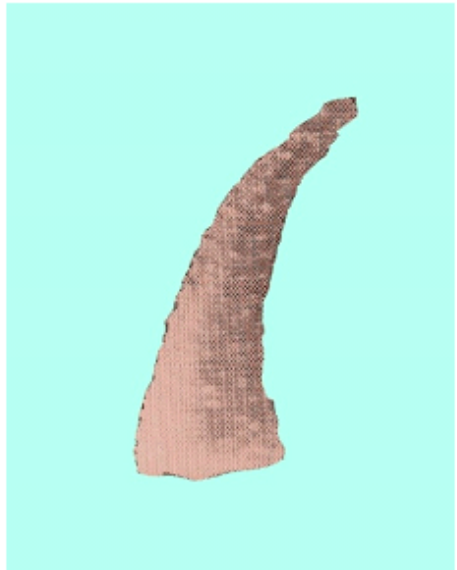
Для корреляции с Кыршабактинским разрезом интересен разрез по л. Батырбай, предложенный в качестве стратотипического для ярусного деления верхнего кембрия [Ергалиев, Спизарский, 1985]. Он расположен в 15 км западнее Кыршабактинского. Мощные карбонатные образования среднего и верхнего кембрия разреза формировались также на краю подводной горы Малого Каратау (рис. 1) [6].

Между тем вопрос корреляции обоих разрезов долгое время оставался дискуссионным [Ергалиев, 1983 а; Аполлонов, Чугаева, 1983а]. Однозначное решение этого вопроса стало возможным с помощью конодонтов. Использована коллекция конодонтов кыршабактинского разреза Т.Б. Байториной. В результате было установлено, что смена разнообразной прото- и параконodontовой ассоциации комплексом с самыми первыми и примитивными эуконодонтовыми элементами типа *proconodontus tenuiserratus*, *Hirsutodontus ani* и *Teridontus nskamurai* происходит в разрезе по р. Кыршабакты в основании зоны *Trisulcagnostus trisulcus* (отметка 1400-8). При этом второй эуконодонтовый элемент *H. ani* продолжает свое существование до середины зоны *Micragnostus mutabilis* (отметка 1401-7) и является наиболее молодым элементом в этом разрезе. Базальные же слои с комплексом, включающим упомянутые примитивные эуконодонтовые элементы, соответствуют основанию зоны *Hirsutodontus ani* батырбайского яруса верхнего кембрия опорного разреза Батырбай [11]. Нижний, средний и верхний отделы. К этим отделам относятся отложения нижней половины шабактинской свиты. Они согласно залегают на чулактауской свите и распространены на тех же участках. Свита целиком сложена доломитами, известняками и их переходными разностями. По данным химических анализов и петрографических исследований установлено, что разрез шабактинской свиты складывается чистыми карбонатными породами, в которых отсутствуют терригенные компоненты. Разрезы кембрия в Большекаройском, Малокаройском и Аксайском блоках несколько различаются по составу и мощности. Мощность кембрийской части шабактинской свиты колеблется в пределах 600–1300 м [10]. Шабактинская свита детально изучена и хорошо охарактеризована фаунистически. Средне- и верхнекембрийская часть шабактинской свиты наиболее полно фаунистически охарактеризована в Аксайском блоке в нижнем течении рек Кыршабакты, Шабакты, по сухому логу Батырбай. Наиболее детально с послойными сборами палеонтологических остатков изучен разрез по р. Кыршабакты в 28 км от г. Жанатас. Этот разрез в 1982 г. был принят Пленумом МСК СССР в качестве стратотипического для ярусного и зонального расчленения верхнего отдела кембрия и установления его границ со средним кембрием и ордовиком. Разрез детально описан в работах Г.Х. Ергалиева [1979, 1980, 1981] [7]. Отложения шабактинской серии залегают согласно со следами перерыва на чулактауской свите и распространены на тех же участках, но занимают большие площади. Как показали исследования, разрезы ее от одного блока к другому очень изменчивы как по литологическим и биофаціальным признакам, так и по мощностям, что связано с условиями седиментации в пределах разных участков подводной горы «Айша-Биби» (установлена в 1987 г. в результате советско-американских работ с участием Г. Кука, М. Тейлора, Г.Х. Ергалиева, М.К. Аполлонова, В.Г. Жемчужникова, Ж.С. Саргаскаева и др.): склоновыми в Жанатасском и Аксайском блоках и платформенными в Больше- и Малокаройском. В целом для шабактинской серии Больше- и Малокаройского блоков характерны преимущественно доломиты, имеющие большие мощности, известняки и брекчии присутствуют только в низах и верхах разреза. Здесь мощность разреза кембрия соизмерима с мощностью кембрия Большого Каратау [9].

Большекаройский блок. Торгобытауская свита (по горе Торгобытау) представлена бугристо-плитчатыми черными известковистыми доломитами с многочисленными желваками и конкрециями кремней, переслаивающимися с лиловатыми мелкозернистыми известняками розовато-серого и розового цветов. В низах свиты развиты обломочные доломиты, а в верхах – волнисто-слоистые детритовые известняки. Охарактеризован конодонтами атдабанского и низов ботомского ярусов. Мощность 40–50 м [4].

Таблица

Палеонтологическая таблица (на примере конодонтов Малого Каратау)

Тип конодонт, изображение	Возраст	Краткое описание
Conodonta Pander 	Верхний кембрий	Длинные, конусовидные, полого изогнутые назад, билатерально симметричные протоконодонты. Передняя сторона выпуклая, боковые – уплощенные, задняя – в виде плоского или чуть вогнутого сегмента, ограниченного заднебоковыми ребрами. Ширина задней стороны примерно равна ширине основания.
Furnishina primitiva 	Средний-верхний кембрий	Немного ассиметричные конусовидные параконодонты, к вершине полого изогнутые назад и чуть в сторону. Передняя сторона уплощенно-округленная, задняя – узкоокругленная, боковые – уплощенные, у базального края – чуть вогнутые. Передняя сторона отделена от боковых продольными валиками. Поперечное сечение округленно-треугольное, у самой вершины – круглое.
Mamillodus Abaimova 	Верхний кембрий	Мелкие, немного ассиметричные конические конодонты, круглые в поперечном сечении, к базальному краю расширенные в виде «воронки», и у вершины – полого изогнутые назад. Стенка четырехслойная. Наружный слой тонкий, морщинистый, с очень маленькими, беспорядочно расположенными выростами в виде крутых шишек.

Proacontiodus An 	Верхний кембрий.	Параконодонты асимметричные, уплощенные с боков, полого изогнутые назад и немного вбок. Задняя сторона килевидная, передняя узкоокругленная. Наружная сторона широкоокругленная, выпуклая, у заднего края – с продольной ложбиной. Ось максимальной выпуклости смещена от срединной линии к переднему краю. Внутренняя сторона вогнутая, с переднебоковым ребром, параллельным передней стороне. Ось максимальной вогнутости проходит около ребра.
Proacontiodus latus entis Dubinina 	Верхний кембрий – нижний ордовик	Изменчивость выражена в различной протяженности плоского заднего сегмента, ограниченного киями; в степени вогнутости внутренней стороны у переднебокового ребра и развитости последнего; в оттянутости книзу передней и задней частей базального края. При большей оттянутости книзу переднего края формы обычно хорошо выражено переднебоковое ребро, в задний сегмент, ограниченный киями, находится только в верхней половине формы.
Proacontiodus secundacostatus 	Верхний кембрий	Параконодонты асимметричные. Задняя килевидная, передняя – округленная. Внутренняя сторона с двумя ребрами. Одно из них – рельефное, сближено к переднему краю и почти параллельно ему. Второе развито слабее (вторичное ребро), сближено к заднему краю и почти параллельно основному ребру. Боковые сегменты вогнуты и находятся в одной плоскости.

Малокаройский блок. Куртыбулакская свита (по ур. Куртыбулак) со следами размыва залегает на кровле чулактауской свиты и сложена внизу чередованием плитчатых окремненных, часто фосфатоносных доломитов и кремней, сменяющихся выше массивными доломитами. Остатки зоопроблематик атдабанского яруса найдены в районе р. Шабакты, выше п. Актугай. Мошность 10–12 м [2].

Аксайский блок. Серия начинается с толщи массивных доломитов, названной алажарской свитой по одноименному месторождению, реже водорослевых, с линзами и желваками

кремней. В низах свиты доломиты как и в Малокаройском блоке имеют плитчатое строение и часто чередуются с фосфоритизированными кремнистыми разностями и кремнями. Мощность 80–130 м. Взаимоотношение её с чулактауской свитой согласное, с постепенными переходами [1].

Ордовикская система. Ордовикские образования широко развиты как в Большом Каратау, так и в Малом Каратау. Они согласно залегают на кембрийских толщах, слагая с ними единые структуры. Вместе с тем фациально-литологические особенности отложений ордовика этих районов существенно различны. В Малом Каратау развиты карбонатные отложения, отвечающие тремадоку, аренигу и лланвирну [8].

Здесь ордовикские отложения широко распространены на всей площади, участвуют в строении трех тектонических блоков – Большекаройского, Малокаройского и Аксайского, подразделяемых на несколько более мелких структур [Ярмак, 1971]. Ордовик представлен главным образом различными карбонатными породами, слагающими верхнюю часть шабактинской свиты тамдинской серии. Лишь на северо-востоке Аксайского блока обнажается среднеордовикская терригенная жырыкаузская свита. Полоса выходов ордовикских отложений протягивается более чем на 100 км от р. Бабаата на северо-западе до оз. Бийликоль на юго-востоке при ширине полосы до 20 км [6].

Первые находки фауны из тамдинской серии (конодонты нижнего ордовика) описаны В.Н. Вебером [1932, 1948]. В шестидесятых годах исследованием стратиграфии и конодонтов ордовика занималась К.А. Лисогор [1960, 1966, 1971, 1974, 1977]. Позднее пограничные отложения кембрия и ордовика в опорных разрезах по р. Кыршабакты и по логу Батырбай изучал Г.Х. Ергалиев [1979, 1980]. Пограничный интервал, а также разрез ордовика по логу Батырбай изучали М.К. Аполлонов, М.Н. Чугаева и др. [2] (см. Табл.1).

Фауна ордовика Малого Каратау описана В.Н. Вебером, К.А. Лисогор, Г.Х. Ергалиевым, М.Н. Чугаевой, М.К. Аполлоновым (трилобиты), С.В. Дубининой, Т.Б. Байториной, А.М. Жилкайдаровым (конодонты).

Список литературы

1. Абдуллин А.А., Азербает Н.А., Ергалиев Г.Х. и др. Геология и металлогения Каратау, Том 1–Геология. Алма-Ата: Наука, 1986. 240 с.
2. Аполлонов М.К., Чугаева М.Н. Батырбайский разрез кембрия и ордовика в Малом Каратау: (Южный Казахстан) // Изв. АН СССР. Сер.геол. № 4. 1982. С. 36–46.
3. Байторина Т.Б. Некоторые конодонты верхнего кембрия и нижнего ордовика из стратотипического разреза по р. Кыршабакты в Малом Каратау // Стратиграфия и палеонтология палеозоя Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1983. С. 104–110.
4. Барсков И.С. Конодонты в современной геологии // Итоги науки и техники. М.: ВИНТИ, Т. 19. 1985. С. 93–221;
5. Двойченко Н.К., Абаимова Г.П. Конодонты и биостратиграфия вулканогенно-кремнистых толщ нижнего палеозоя Центрального Казахстана // Микрофауна и биостратиграфия фанерозоя Сибири и смежных регионов. Новосибирск: Наука, 1987. С.160–178;
6. Дубинина С.В. Конодонтовые ассоциации пограничных отложений кембрия и ордовика Малого Каратау: (Южный Казахстан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. №4, 1982.
7. Ергалиев Г.Х. Непрерывный разрез среднего, верхнего кембрия и тремадока Малого Каратау // Изв. АН КазССР. Сер.геол. № 4/5. 1979. С. 41–51.
8. Ергалиев Г.Х. Стратиграфия кембрия шабактинской серии Малого Каратау (Южный Казахстан) // Изв. АН КазССР. Сер. геол. №6. 1989. С.23–27.
9. Толмачева Т.Ю. Пелагические конодонты позднего кембрия и раннего ордовика Центрального Казахстана: Автореф. дис. -канд.геол.-минерал. наук. Спб., 1996. 23 с.
10. Чугаева М.Н. Дубинина С.В., Аполлонов М.К., Жемчужников В.Г. Батырбайский разрез Южного Казахстана – возможный стратотип границы кембрия и ордовика // Проблемы стратиграфии верхнего протерозоя и фанерозоя. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 431). М.: Наука, 1989. С. 84–106.
11. Miller J.F. Taxonomic revisions of some Upper Cambrian and Lower Ordovician conodont faunas with comments on their evolution // Univ. Kans. Paleontol. Contrib. 1980. N 99. P. 1–44.

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИВОЛЖСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ САМАРСКОЙ ОБЛАСТИ

А.О.Вязовкина, Е.О. Вязовкина

Самарский государственный технический университет, Самара

ПАО «Самаранефтегеофизика», Самара

e-mail: vz-anastasia@mail.ru, kate_vyazovkina@mail.ru

В Самарской области мезозойские образования наиболее распространены на правобережье реки Волги на Приволжской возвышенности. Приволжская возвышенность большей частью сложена мезо-кайнозойскими осадками, в том числе маастрихтскими отложениями, представленными белым писчим мелом с прослоями мелоподобных мергелей и залегающими под образованиями палеогена [5]. В тектоническом отношении район работ находится в пределах Ставропольской депрессии Мелекесской впадины.

Стратиграфически меловые толщи расчленяются на основе макрофауны аммонитов и белемнитов. В последнее время стратификация этих отложений проводится по микрофаунистическим комплексам фораминифер. В процессе полевых работ вблизи поселков Ивашевка и Новосёлки в Сызранском районе были отобраны пробы для исследования микрофауны. В результате исследований были найдены: фораминиферы, моллюски, иглокожие и остракоды (рис. 1). Среди многочисленных находок микрофауны фораминиферы (Foraminifera) являются самыми значительными. В процессе работы всего было отобрано 200 экземпляров фораминифер. Из них предварительно определены представители следующих видов: *Recurvoidella sewellensis* (Olsson) *parvus* (Belousova), *Cribrostomoides trinitalensis* Cushman et Jarvis subsp. *sibiricus* Podobina, *Cribrostomoides cretaceous* Cushman et Goudkoff subsp. *exploratus* Podobina, *Recurvoides memorandum* (Podobina), *Gaudryina retusa* (Cushman), *Nodosaria lepidula* (Schwag), *Astacolus elatus* (Podobina), *Lenticulina tatariensis* (Mjatluk), *Gyroidinoides turgidus* (Hagenow), *Cibicides gankinoensis* (Neckaja), *Stensiöina gracilis* (Marsson) subsp. *Stellaria* (Vassilenko), *Pyramidina curvisuturata* (Brotzen).

Семейство *Haplophragmoididae*. Вид *Recurvoidella sewellensis* (Olsson) *parvus* (Belousova). Раковина инволютная, округло-овальная. Наблюдается 5 треугольных постепенно возрастающих в размере камер. Наибольший диаметр 0.7 мм (рис. 1.4).

Семейство *Haplophragmoididae*. Вид *Cribrostomoides trinitalensis* Cushman et Jarvis subsp. *sibiricus* Podobina. Раковина инволютная, округлая, шаровидная, наблюдается 6 треугольных постепенно возрастающих в размере камер. Наибольший диаметр 1 мм (рис. 1.5).

Семейство *Haplophragmoididae*. Вид *Cribrostomoides cretaceous* Cushman et Goudkoff subsp. *exploratus* Podobina. Раковина инволютная, округлая. Наблюдается 5 треугольных постепенно возрастающих в размере камер. Наибольший диаметр 1 мм (рис. 1.6).

Семейство *Haplophragmoididae*. Вид *Recurvoides memorandum* (Podobina). Раковина округлая, наблюдается 6 камер. Наибольший диаметр – 0.7 мм (рис. 1.7).

Семейство *Ataxophragmiidae*. Вид *Gaudryina retusa* (Cushman). Раковина вытянутая. Количество камер – 5. Размеры: высота – 0.7 мм, ширина – 0.5 мм (рис. 1.8).

Семейство *Lagenidae*. Род *Nodosaria*. Найденные экземпляры относятся предположительно к двум видам. Раковины первого вида многокамерные однорядные. Границы между отдельными камерами обозначены перетяжками. Форма поперечного сечения камер сложнотрехгранная или неправильномногоугольная. Размеры раковины: длина 2 мм, ширина 0.4 мм. Наблюдается четыре камеры (рис. 1.9). Раковины второго вида многокамерные однорядные. Границы между отдельными камерами обозначены перетяжками. Форма поперечного сечения раковин округлая. Размеры раковины: длина 1.25 мм, ширина 0.25 мм. Количество камер – три (рис. 1.10).

Семейство *Lagenidae*. Род *Flabellina*. Раковины многокамерные двухрядные. Камеры разделены выпуклыми швами, форма поперечного сечения овальная.

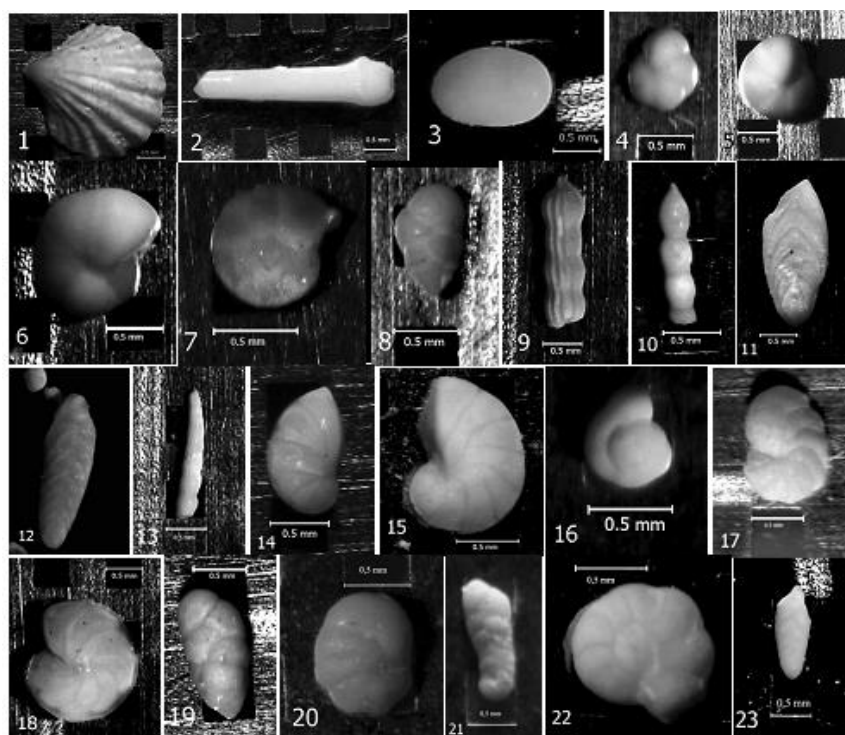


Рис. 1. 1 – моллюск, род *Chlamys*; 2 – иглокожие, обломок иглы морского ежа; 3 – остракоды, отряд *Cytherellida*; 4–23–фораминиферы: 4 – вид *Recurvoidella sewellensis* (Olsson) *parvus* (Belousova); 5 – вид *Cribrostomoides trinitalensis* Cushman et Jarvis subsp. *sibiricus* Podobina; 6 – вид *Cribrostomoides cretaceus* Cushman et Goudkoff subsp. *exploratus* Podobina; 7 – вид *Recurvoides memorandum* (Podobina); 8 – вид *Gaudryina retusa* (Cushman); 9, 10 – род *Nodosaria*; 11, 12 – род *Flabellina*; 13 – вид *Nodosaria lepidula* (Schwag); 14 – вид *Astacolus elatus* (Podobina); 15 – вид *Lenticulina tatariensis* (Mjatliuk); 16 – вид *Gyroidinoides turgidus* (Hagenow); 17 – вид *Cibicides gankinoensis* (Neckaja); 18 – вид *Stensiöina gracilis* (Marsson) subsp. *Stellaria* (Vassilenko); 19 – вид *Pyramidina curvisuturata* (Brotzen); 20 – вид *Orbignyna sacheri* (Reuss); 21 – вид *Spiroplectammia suturalis* (Kalinin); 22 – вид *Cibicidoides voltzianus* (Orbigny); 23 – вид *Bolivina incrassata crassa* (Vass).

Размеры раковины: длина 2 мм, ширина 0.75 мм. Количество камер – шесть (рис. 1.11,12).

Семейство *Lagenidae*. Вид *Nodosaria lepidula* (Schwag). Раковина многокамерная одно-рядная. Границы между отдельными камерами обозначены перетяжками. Форма поперечного сечения раковин округлая. Размеры раковины: длина 1.7 мм, ширина 0.25 мм. Количество камер – восемь (рис. 1.13).

Семейство *Nodosariidae*. Вид *Astacolus elatus* (Podobina). Раковина вытянуто-овальной формы. Наблюдается 8 треугольно- и трапециевидно-изогнутых, постепенно возрастающих в размере камер. Размеры: наибольшая высота – 1.2 мм, наибольшая ширина – 0.5 мм (рис. 1.14).

Семейство *Lagenidae*. Вид *Lenticulina tatariensis* (Mjatliuk). Раковина удлинённая, наблюдается 9 камер. Размеры: высота – 1.3 мм, ширина 0.7 мм (рис. 1.15).

Семейство *Discorbidae*. Вид *Gyroidinoides turgidus* (Hagenow). Раковина округлая, наблюдается 10 постепенно возрастающих в размере камер. Наибольший диаметр 0.5 мм (рис. 1.16).

Семейство *Anomaliniidae*. Вид *Cibicides gankinoensis* (Neckaja). Раковина овальная, наблюдается 7 камер. Наибольший диаметр – 1.3 мм (рис. 1.17).

Семейство *Discorbidae*. Вид *Stensiöina gracilis* (Marsson) subsp. *Stellaria* (Vassilenko). Раковина округлая, симметрично двояковыпуклая. Наблюдается 9 камер. Размеры: больший диаметр – 1.7 мм, меньший диаметр – 1.5 мм (рис. 1.18).

Семейство *Buliminidae*. Вид *Pyramidina curvisuturata* (Brotzen). Раковина имеет форму пирамиды, наблюдается 8 камер. Размеры: высота – 1,3 мм, ширина – 0,6 мм (рис. 1.19).

Семейство *Ataxophragmiidae*. Вид *Orbignyna sacheri* (Reuss). Раковина овального очертания, сжатая с боков. Спираль образована шестью дуговидно-изогнутыми камерами. Размеры раковины: длина 1 мм; ширина 0.75 мм (рис. 1.20).

Семейство *Textulariidae*. Вид *Spiroplectamina suturalis* (Kalinin). Раковина удлиненная, плоская. Размеры: длина 1.4 мм; ширина 1 мм. Количество камер – 11 (рис. 1.21).

Семейство *Anomalinidae*. Вид *Cibicidoies voltzianus* (Orbigny). Раковина дисковидная. Камеры слегка выпуклые. Пупочная область неправильной овальной формы, швы между камерами прямые, узкие, углубленные. Диаметр раковины 1 мм. Количество камер – восемь (рис. 1.22).

Семейство *Bolivinitidae*. Вид *Bolivina incrassata crassa* (Vass). Раковина многокамерная двухрядная. Размеры раковины: длина 1.3 мм, ширина 0.4 мм. Количество камер – 11 (рис. 1.23).

Руководящий комплекс представлен следующими видами: *Orbignyna sacheri* (Reuss) - при определении используется в комплексе фораминифер кампана, нижнего и верхнего маастрихта; *Spiroplectamina suturalis* (Kalinin) - при определении используется в комплексе фораминифер кампана, нижнего и верхнего маастрихта; *Cibicidoies voltzianus* (Orbigny) - при определении используется в комплексе фораминифер от зоны *Brotzenella praeacuta* до зоны *Brotzenella complanata*; *Bolivina incrassata crassa* (Vass) - при определении используется в комплексе фораминифер от зоны *Hanzawaia ekblomi* до зоны *Brotzenella complanata* [7].

В результате анализа литературных источников составлена схема сопоставления фаунистических зон маастрихтского яруса по данным разных авторов (табл. 1), выявлены руководящие формы (табл. 2) и установлено, что изученный комплекс фораминифер характерен для маастрихтского яруса. Находка вида *Cibicides voltzianus* (Orbigny) позволяет ограничить фаунистические зоны с *Brotzenella praeacuta* до *Brotzenella complanata*. По литологии можно сделать предварительный вывод о том, что данные отложения относятся к радищевской свите и фаунистической зоне *Brotzenella praeacuta* (верхний маастрихт). Отобранные пробы залегали на 1-2 м ниже палеогеновых опок.

Вопрос детальной стратификации отложений Самарской области в настоящее время является открытым. Микрофаунистические исследования помогут с решением этой задачи.

Таблица 1

Схема сопоставления фаунистических зон маастрихтского яруса по данным разных авторов

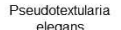
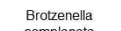
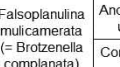
ОБЩАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА				РЕГИОНАЛЬНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ	МЕСТНЫЕ (ЛИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ) ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ	Зоны по фораминиферам									
					СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ЗОНЫ										
СИСТЕМА	ОТДЕЛ	ЯРУС	ПОДЪЯРУС	НАДГОРИЗОНТ	ГОРИЗОНТ	Ульяновско-Саратовского прогиба	1988 г. [4]	1991 г. [7]	2005 г. [8]	2008 г. [3]					
						Восточной части прогиба									
						Ульяновско-Самарского Поволжья									
						IV									
МЕЛОВАЯ	ВЕРХНИЙ	МААСТРИХТСКИЙ	ВЕРХНИЙ	СЕВЕРНЫЙ	СУЖАНАНСКИЙ	 Радищевская свита. Мел писчий, в основании мергель (до 38м)	Hanzawaia ekblomi	 Pseudotextularia elegans	Brotzenella praeacuta / Hanzawaia ekblomi	Falsoplanulina mariae (= Hanzawaia ekblomi)					
						Brotzenella praeacuta	Hanzawaia ekblomi	Brotzenella praeacuta							
						Anomalinoides ukrainica	Bolivinoides draco draco	Bolivinoides draco draco							
	КАМПАНСКИЙ	ВЕРХНИЙ	НИЖНИЙ			СЕВЕРНЫЙ	СУЖАНАНСКИЙ	 Карсунская свита. Мел писчий, в основании мергель глауконитовый с фосфоритами (до 75м)	Brotzenella complanata	 Brotzenella complanata	Brotzenella complanata	Bolivinoides draco draco	 Falsoplanulina multicamerata (= Brotzenella complanata)	 Anomalinoides ukrainica	
								Angulogavelinella gracilis	Angulogavelinella gracilis	Neoflabellina reticulata			Neoflabellina reticulata		
								Brotzenella taylorensis		Angulogavelinella gracilis			Angulogavelinella gracilis		
				ТЕРЕШКИНСКИЙ	 Налитовская свита. Глины (до 21м)										

Таблица 2

Фаунистические зоны распространения руководящих видов фораминифер.

МЕЛОВАЯ				ОБЩАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА		РЕГИОНАЛЬНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ		МЕСТНЫЕ (ЛИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ) ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ		Зоны по фораминиферам	
ВЕРХНИЙ		НИЖНИЙ		СЕВЕРСКИЙ		СУДЖАНСКИЙ		СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ЗОНЫ			
КАМПАНСКИЙ		МААСТРИХТСКИЙ		ПОДЯРУС		НАДГОРИЗОНТ		ГОРИЗОНТ		2008 г. [3]	
ВЕРХНИЙ		ВЕРХНИЙ		ПОДЯРУС		ГОРИЗОНТ		ГОРИЗОНТ			
ВЕРХНИЙ		ВЕРХНИЙ		ПОДЯРУС		ГОРИЗОНТ		ГОРИЗОНТ			
ВЕРХНИЙ		ВЕРХНИЙ		ПОДЯРУС		ГОРИЗОНТ		ГОРИЗОНТ			
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья		IV					
Ульяновско-Саратовского прогиба		Восточной части прогиба		Ульяновско-Самарского Поволжья</							

Список литературы

1. Атлас верхнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. Под ред. М.М. Москвина // Гос-топтехиздат. М, 1959, 502 с.
2. Атлас мезозойской фауны и спорово-пыльцевых комплексов нижнего Поволжья и сопредельных областей. Вып. 1. Общая часть. Фораминиферы. Под ред. В.Г. Камышевой-Елпатьевской // Саратов. Изд-во СГУ, 1967, 258 с.
3. Беньямовский В.Н. Схема инфразонального биостратиграфического расчленения верхнего мела Восточно-Европейской провинции по бентосным фораминиферам. Статья 2. Сантон–маастрихт // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 5. С. 62–74.
4. Беньямовский В.Н., Копаевич Л.Ф., Акимец В.С., Барышникова В.И., Бондарева М.В., Гладкова В.И. К стратиграфии верхнего мела Ульяновского Поволжья по фораминиферам. Москва, МГУ. Сер. геол. 1988. № 5. С. 65–74.
5. Бортников М.П. Геология Самарской области. Самара. Изд-во СамГТУ, 2010, 112 с.
6. Василенко В.П. Фораминиферы верхнего мела полуострова Мангышлак // Тр. ВНИГРИ. 1961. Вып. 171. 487 с.
7. Практическое руководство по микрофауне СССР. Том 5. Фораминиферы Мезозоя. Под ред. Б.С. Соколова // Ленинград. Изд-во Ленинградское отделение «Недра», 1991, 278 с.
8. Стратиграфическая схема. «Волгагеология», 2005.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИЗВЕСТНЯКОВ ЗАПАДНОГО КРЫЛА ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СКЛАДКИ В РАЗРЕЗЕ «УСТЬЯНЧИКИ» (Р. НЕЙВА, СРЕДНИЙ УРАЛ, НИЖНИЙ КАРБОН)

И. Г. Закирьянов^{1,2}, С.А. Дуб²

1 – Уральский государственный горный университет, Екатеринбург

2 – Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

e-mail: playeler@gmail.com

Разрез «Устьянчики» находится на Среднем Урале, на левом берегу р. Нейва, напротив п. Зыряновский вблизи д. Устьянчики, в 10 км к юго-западу от г. Алапаевска и приурочен к Алапаевской синклинали Туринско-Рефтинско-Смолинской подзоны Восточно-Уральской мегазоны [2, 3]. Серия нижнекаменноугольных обнажений упоминается в работах Л.С. Либровича [1] и А.А. Пронина [3], однако детальные литолого-стратиграфические исследования упомянутого разреза не проводились. На основании находок брахиопод и фораминифер, известняки здесь имеют поздневизейско-нижнесерпуховский возраст (Н.А. Кучева, устное сообщение) и относятся к исетской свите, распространённой на восточном склоне Среднего Урала.

Описание разреза производилось по левому берегу реки, снизу вверх по течению. В районе точки с координатами N 57°45.94' E 61°37.27' было обнаружено ядро крупной тектонической синклинальной складки. Соответственно, разрез её восточного крыла был изучен стратиграфически снизу вверх, а западного – сверху вниз (рис. 1). Предполагается, что кроме отмеченного пликативного нарушения в этой части разреза имеют место и дизъюнктивные, поскольку известняки восточной его части в существенной степени отличаются от известняков западной. В восточном крыле (14-5-1) преобладают серые и тёмно-серые слоистые отчётливо зернистые (преимущественно криноидные) известняки с рассеянными брахиоподами и фрагментами колоний кораллов. В западном крыле (14-5-2) отложения в целом более светлые, тонкозернистые, полибиокластовые с многочисленными скоплениями брахиопод, доля криноидных известняков здесь несколько ниже, встречаются органогенные постройки.

В верхней части разреза западного крыла известняки в основном серые мелко- и тонкозернистые до микрозернистых, с отчётливыми поверхностями наслоения и большим количеством разнообразных органических остатков. Повсеместно присутствуют раковины брахиопод, преимущественно рода *Gigantoproductus*, достигающие 16 см в длину, иногда перевёрнутые. Они могут быть как рассеянными, так и сосредоточенными в линзовидных прослоях ракушняка. Мощность последних меняется в пределах от первых см до десятков см. Встречаются и криноидные известняки. Членики распределены неравномерно: на отдельных уровнях они редкие и мелкие или вообще отсутствуют, на других – многочисленные. В пределах одного слоя часто видны чередующиеся слойки с обильными члениками и без них. Обнаруживаются редкие одиночные ругозы (до нескольких см в диаметре). Редко попадаются небольшие кремнистые конкреции неправильной формы. Микроскопически известняки верхней части разреза (образцы 14-5-2-1–14-5-2-9) являются в основном полибиокластовыми пакстоунами (рис. 2а-в). Биокласты представлены известковыми водорослями (зелёными и красными), криноидеями, брахиоподами и фораминиферами (в том числе инкрустирующими формами), реже мшанками. Для некоторых слойков характерно преобладание криноидных, брахиоподовых или водорослевых остатков. Также отмечаются многочисленные пелоиды сгусткового типа алевритовой размерности. Сортировка зёрен отсутствует, слоистость в ряде случаев подчёркивается ориентировкой вытянутых компонентов, но нередко таковые отсутствуют, вследствие чего известняки в микромасштабе выглядят массивными. Форменные элементы (в частности, членики криноидей) иногда частично микритизированы. Присутствует микрозернистый сгустковидный матрикс (в среднем 20% от площади шлифа). Менее распространён поровый спаритовый (в основном тонкокристаллический) цемент.

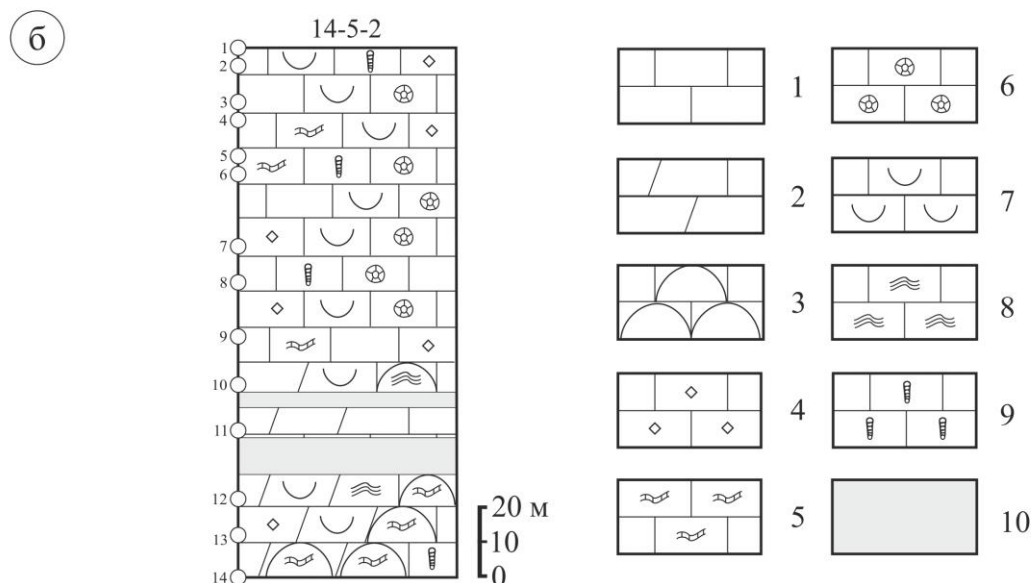


Рис. 1. Тектоническая складка (панорама Л.В. Бадида) (а) и колонка западной части разреза «Устьянчики» (б): 1–9 – известняки: 1 – слоистые, 2 – доломитизированные, 3 – биоморфные (органогенная постройка), 4 – полибиокластовые, 5 – с известковыми водорослями, 6 – с члениками криноидей, 7 – с брахиоподами, 8 – микробиалитовые, 9 – с фораминиферами; 10 – необнажённые интервалы.

В шлифах встречаются немногочисленные прожилки и гнёзда светлого кристаллического кальцита с изометричными кристаллами размером до 8–9 мм.

Между тт. 14-5-2-9 и 14-5-2-10 в разрезе фиксируется достаточно отчётливая литологическая граница: серые зернистые биокластовые известняки с члениками криноидей подстилаются светло-серыми преимущественно микрозернистыми известняками с редкими брахиоподами. Такие разности в шлифах представлены микробиальными баундстоунами (рис. 2г–д), для которых характерны многочисленные пузырьвидные структуры неправильной формы (размерами до 1 мм), выполненные тонкокристаллическим карбонатом, находящиеся в окружении криптозернистого кальцита. В шлифах также обнаруживается редкий раковинный детрит и рассеянные ромбоэдрические кристаллы доломита.

В нижней части разреза известняки серые, иногда с кремовым или с красноватым оттенком, подвергшиеся значительной перекристаллизации и доломитизации, с чем связано появление в них многочисленных каверн.

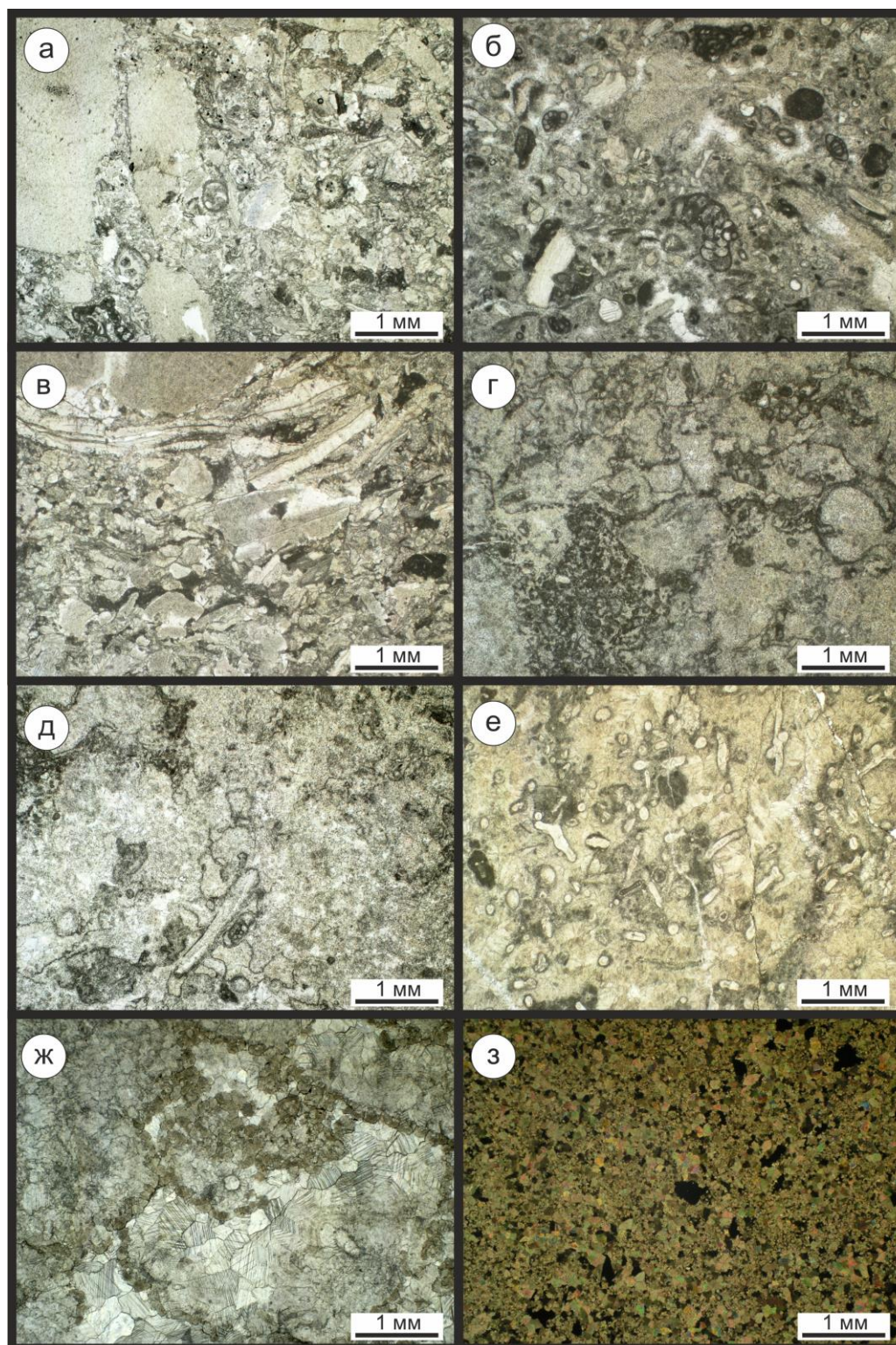


Рис. 2. Литотипы карбонатных пород западной части разреза «Устьянчики»: (а) (14-5-2-3); (б) (14-5-2-5), (в) (14-5-2-8) – полибиокластовые пакстоуны: видны обломки криноидей, брахиопод, известковых водорослей и фораминиферы; (г), (д) (14-5-2-10) – микробиальный баундстоун с пузырьревидными структурами; (е) (14-5-2-12) – известняк с талли-тами известковых водорослей и инкрустационным цементом; (ж) (14-5-2-13) – доломитизи-рованный известняк; (з) (14-5-2-11) – неравномерно перекристаллизованный известняк. (А–ж) – николи параллельны, (з) – николи скрещены.

Последние имеют размеры от долей мм до нескольких см. Встречаются участки, сложенные исключительно кристаллическим доломитом, а также реликтовые участки недоломитизированного известняка.

Местами видны скопления раковин брахиопод. В целом породы имеют неясные элементы залегания. Здесь также отмечаются следы проявления карстовых процессов, усложняющие диагностику первичных признаков. В этой части разреза не исключается наличие разрывных нарушений.

В образце 14-5-2-11 (перекристаллизованный доломитизированный известняк) структура неравномерно-кристаллическая (рис.2з), первичные седиментационные компоненты плохо различимы. Известняки в интервале 14-5-2-12–14-5-2-13 представляют собой частично доломитизированные полибиокластовые пакстоуны с остатками брахиопод, фораминифер, таллистами известковых водорослей *Frustulata* (рис.2е–ж). Нередко последние находятся в прижизненном положении, на основании чего для этой части разреза можно выделить ещё один литотип – баундстоуны, который на в отдельных интервалах преобладает. Достаточно часто водорослевые остатки окружены шестоватым инкрустационным цементом. Кроме того, отмечается и присутствие инкрустирующих кальцимикробов (фораминифер?). Образец 14-5-2-14 – биокластовый вакстоун до пакстоуна, частично слабо перекристаллизован либо доломитизирован. Биокласты представлены обломками известковых водорослей родов *Fasciella* и *Frustulata*, фораминиферами, раковин и игл брахиопод, фрагментами мшанок. Большую часть шлифа (около 50%) занимает микрит, реже встречается спаритовый цемент.

Таким образом, комплекс признаков (неясные элементы залегания, избирательная доломитизация и неравномерная перекристаллизация, присутствие инкрустационного цемента, наличие цельных органогенных остатков) указывает на то, что нижняя часть западного фрагмента разреза «Устьянчики» содержит органогенные постройки типа биогермов, каркас которых был образован известковыми водорослями. Они перекрываются слоистыми известняками микробиального генезиса, которые, в свою очередь, вверх по разрезу сменяются зернистыми разностями с биокластами нормально-морских организмов (так называемые «зарифовые фации» [4]). Седиментация происходила в мелководном морском бассейне в пределах фотической зоны. При этом некоторые параметры среды, такие как глубина, температура и солёность, вероятно, менялись (но не очень значительно). Тем не менее, условия формирования на разных этапах эволюции бассейна были благоприятны для существования банок брахиопод.

Исследования выполнены в рамках темы № АААА-А18-118053090044-1 (0393-2016-0022) государственного задания ИГГ УрО РАН и темы № АААА-А18-118052590031-9 (0393-2018-0028) комплексной программы фундаментальных исследований УрО РАН.

Список литературы

1. Либрович Л.С. Геологические исследования в Алапаевском районе на восточном склоне Урала. Изв. Геолог. комит. Том XLIV, №5. 1925. С. 579–593.
2. Мизенс Г.А., Степанова Т.И., Кучева Н.А. Восточные зоны Среднего Урала в карбоне (эволюция бассейнов осадконакопления и особенности палеотектоники) // Литосфера, № 4, 2012. С. 107–126.
3. Пронин А.А. Карбон восточного склона Среднего Урала. Ленинград: АН СССР, 1960. 230 с.
4. Уилсон Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории. Пер. с англ. М.: Недра, 1980. 463 с.

КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ КОНОДОНТЫ РАЗРЕЗА «МАКАРОВО» (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

М. А. Кайд, Г. М. Сунгатуллина, Б. М. Галиуллин

Институт геологии и нефтегазовых технологий КФУ, Казань

e-mail: mohammedqaid1996@gmail.com



Рис. 1. Схема относительного местонахождения разреза.

При строительстве новой дороги на Белорецк у села Макарово (рис. 1) были вскрыты отложения верхнего (?) палеозоя и рифея (?). Палеозойский интервал разреза представлен мощной серией терригенно-карбонатных пород, для предварительного определения возраста которых было отобрано 10 образцов карбонатов на конодонты весом около 1 кг каждый (рис. 2).



Рис. 2. Общий вид разреза.

Для извлечения конодонтов из известняков использовалась стандартная методика обработки образцов, путем растворения их в 10% уксусной кислоте [1]. Большое количество конодонтов обнаружено только в одном образце, в остальных они либо отсутствуют, либо представлены единичными неопределимыми обломками. Фотографии отдельных экземпляров были выполнены на электронном сканирующем микроскопе в Институте геологии и нефтегазовых технологий КФУ.

Конодонты представлены следующими видами (рис. 3): *Gondolella laevis* Kossenko et Kozitskaya, *G. magna* Stauffer et Plummer, *G. sublanceolata* Gunnell, *Idiognathodus claviformis* Gunnell, *I. delicatus* Gunnell, *I. obliquus* Kossenko et Kozitskaya, *I. podolskensis* Goreva, *I. trigonolobatus* Barskov et Alekseev, *I. sp.* и большого количества рамиформных элементов.

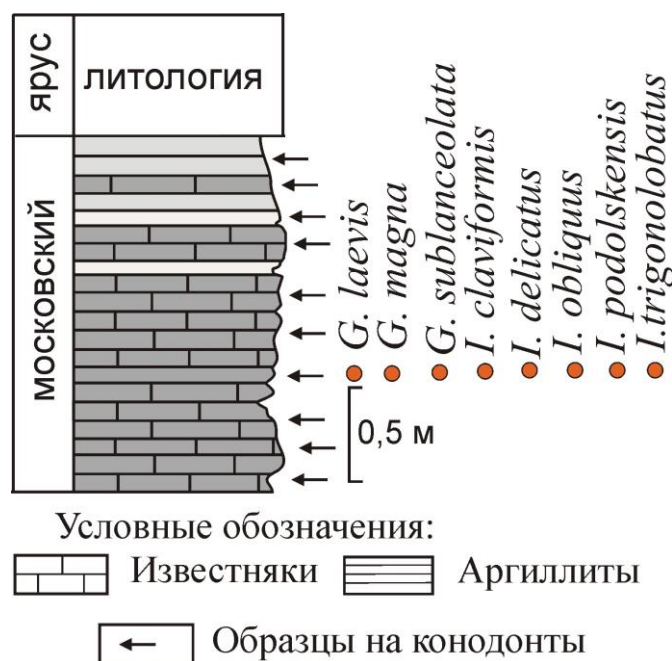


Рис. 3. Литологическая колонка разреза.

Конодонты имеют тёмно-серую окраску, связанную, возможно, с температурным воздействием на горные породы. В комплексе присутствует большое количество обломков, составляющих более 30% от всего количества обнаруженных платформенных элементов (рис. 4).

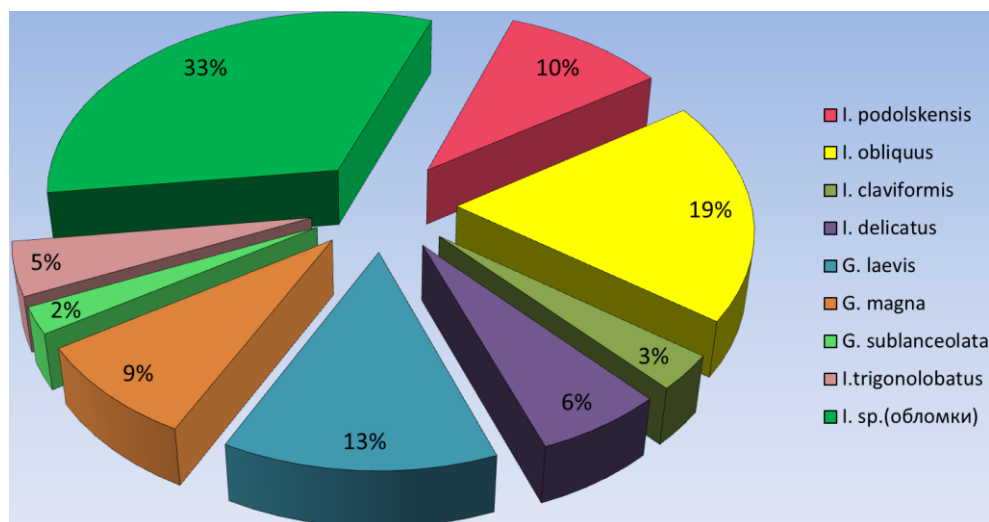


Рис. 4. Относительный долевой состав конодонтовой фракции.

В комплексе заметно доминируют *Idiognathodus obliquus* Kossenko et Kozitskaya, *I. podolskensis* Goreva и *Gondolella laevis* Kossenko et Kozitskaya (рис.5), типичные для отложений подольского и мячковского горизонтов московского яруса карбона Московской синеклизы, востока Русской плиты, Урала (разрез Усолка), северной части Прикаспийской синеклизы и Донбасса [2-6].

Таким образом, возраст изученных отложений предварительно можно определить как верхняя часть московского яруса каменноугольной системы.

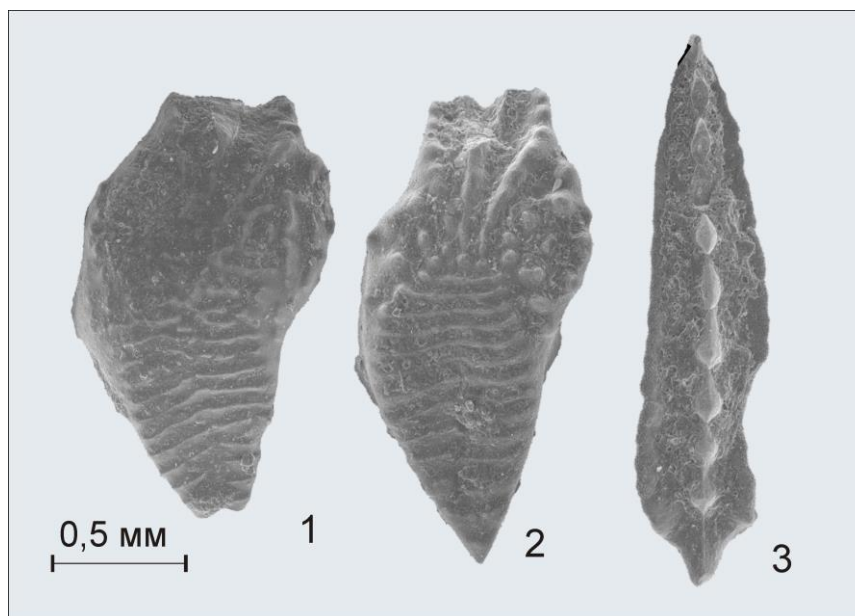


Рис. 5. Микрофотографии конодонтов.

Список литературы

1. Иванов К.С. Методы поисков и выделения конодонтов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987, 118 с.
2. Махлина М.Х., Алексеев А.С., Горева Н.В. и др. Средний карбон Московской синеклизы (южная часть) Т. 2. Палеонтологическая характеристика. М.: Научный мир, 2001. 328 с.
3. Сунгатуллина Г.М. Каменноугольные конодонты востока Русской плиты. LAP LAMBERT Academic Publishing&Co.KG, Saarbrücken, 2012, 168 с.
4. Sungatullina G. M., Davydov V. I., Barrick J. E., Sungatullin R. Kh., Shilovsky O. P. Kasimovian-Gzhelian transition, Usolka section, Southern Urals, Russia: new data // XVIII International Congress on the Carboniferous and Permian. August 11-15, 2015, Kazan, Russia. Abstracts Volume. – Kazan: Kazan University Press, 2015. P. 191.
5. Sungatullina G., Sungatullin R., Gabidullin K. Conodonts of the Moscovian Stage of the North part of the Peri-Caspian Depression // Advances in Devonian, Carboniferous and Permian Research: Stratigraphy, Environments, Climate and Resources: Kazan, Russian Federation, 19-23 September 2017. P. 224–230.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ДОЧЕТВЕРТИЧНОЙ ТОЛЩИ ГОРОДА ГОМЕЛЯ (РЕСПУБЛИКА БЕЛАРУСЬ)

Т.А. Мележ

УО «Гомельский государственный университет имени Ф. Скорины»

г. Гомель, Республика Беларусь

e-mail: tatyana.melezh@mail.ru

Описание геологического строения дочетвертичной толщи г. Гомеля составлено по материалам, предоставленным РУП «ПО «Белоруснефть», ОАО «Гомельпромбурвод», Восточной гидрогеологической партией ГП «НПЦ по геологии». Проанализированы данные бурения по таким скважинам как: № 1 «Решётниковская» (поисковая), «Южно-Щербовская», «Южно-Борщёвская», скважина по ул. Артёма, скважина в пос. Костюковка, скважина № 2 в н.п. Ченки «Сельмашевская», скважина № 2 на территории Гомельского профилактория, скважина «Новобелица-96», скважина 42-1 «Сейсмопункт Ченки», скважина №1 в санатории Васильевка и скважина «Центролит».

В геологическом строении изучаемой территории принимают участие отложения архейской (AR) и протерозойской (PR) акротем, а также палеозойской (PZ), мезозойской (MZ) и кайнозойской (KZ) эратем. Отложения *архей-протерозойской акротемы* (AR-PR) представлены нерасчленёнными архей-нижнепротерозойскими отложениями (AR-PR₁) и верхнепротерозойскими отложениями (PR₂).

Нерасчленённые архей-нижнепротерозойские отложения (AR-PR₁) представлены гранитами розовато-коричневыми, трещиноватыми и выветрелыми, а также линзами песчаника и кварцита, вскрытыми на глубинах от 525 до 1906 м (скв. «Новобелица 96», глубина скв. 540 м.; скв. на ул. Артёма, глубина скв. 593.3 м; скв. «Решётниковская», глубина скв. 1975 м). Вскрытые породы являются частью кристаллического фундамента. Возраст определён урано-свинцовым методом. Мощности отложений – 98.3 м.

Отложения *верхнего протерозоя* вскрыты скв. «Решётниковская» на глубине 1800–1906 м, а также скв. в пос. Костюковка на глубине 578.2 – 610 м. Эти отложения являются стратифицированными и представляют собой осадочные терригенные формации. Возраст установлен калий-аргоновым методом. Мощности отложений – 106 м.

Отложения *белорусской серии* вскрыты скв. Костюковка на глубине 578.2 м, мощность образований составляет 31.8 м. Они представлены песчаниками трещиноватыми, темно-бурыми с прослоями и пятнами светло-серого цвета: от крупно- до мелкозернистых; полевошпатово-кварцевых; на карбонатно-глинистом цементе. Наблюдаются включения гравия, гальки изверженных и метаморфических пород. Обломочный материал 68–75 %, цемент 25 – 32 %, кварц 90–95 %, полевые шпаты 5–10 %. Встречаются обломки пирокластов, чешуйки слюды, зёрна граната, вкрапления чёрного рудного минерала. Возраст установлен калий-аргоновым методом.

Палеозойская эратема (PZ) представлена отложениями девонской (D) и пермской (P) систем. Отложения карбона (C) присутствуют в составе нерасчленённых отложений (D_{3pl}+C). Образования кембрийской (Є), ордовикской (O), силурийской (S) систем не установлены. Отложения *девонской системы* представлены средним (D₂) и верхним (D₃) отделами. Образования нижнего отдела девонской системы (D₁) не установлены.

Отложения *среднего отдела девонской системы* представлены отложениями эйфельского (D_{2ef}), живетского ярусов (D_{2gv}). Отложения *эйфельского яруса* (D_{2ef}) вскрыты скв. на ул. Артёма, в д. Костюковка, скв. № 2 «Гомельский профилакторий», «Новобелица 96», а также скв. «Решётниковская». Литологически представлены плотными глинами, мергелями, алевролитами, плотными доломитами, а также гравелистыми песками. Возраст определяется по остаткам конодонтов – р. *Polygnathus c. patulus* и аммоноидей – р. *Foordites platypleura* и р. *Pinacites jugleri*. Мощность составляет 21.4 м. Отложения *наровского надгоризонта* (D_{2nr}) литологически представлены глинами пестроцветными с прослоями доломита пестроцветно-

го, мощность – 117.3 м. Отложения *живетского яруса* (D_{2gv}) вскрыты скважинами в д. Костюковка, скв. №2 «Гомельский профилакторий», «Новобелица 96» и скв. «Решётниковская», представлены образованиями полоцкого горизонта (D_{2pl}). Литологически представлены песчаниками, песками (встречается также кварцевый), алевролитами, глинистыми доломитами, а также глинами со встречающимися карбонатами, гидроокислами железа и зёрнами пирита. Возраст определяется по остаткам конодонтов – р. *Polygnathus sansatus* и миоспор – р. *Anñyrospora incisa*. Мощность составляет 124 м.

Отложения *верхнего отдела девонской системы* представлены отложениями франского (D_{3fr}) и фаменского ярусов (D_{3fm}). Отложения *франского яруса* (D_{3fr}) представлены образованиями саргаевского (D_{3sr}) горизонта, вскрыты скважинами: в деревне Костюковка, скв. «Решетниковская», скв. «Новобелица 96», скв. «Южно-Щербовская». Литологически представлены глинами с остатками брахиопод, конодонт, остракод. Мощность – 26.2 м. Возраст установлен по остаткам брахиопод: р. *Cyrtospirifer schelonius*. Отложения *фаменского яруса* (D_{3fm}) представлены образованиями задонского (D_{3zd}), елецкого (D_{3el}), петриковского (D_{3ptr}) горизонтов, образованиями верхнесоленосной толщи, включающей отложения оресского (D_{3or}) и лебедянского горизонтов (D_{3lb}). Отложения *задонского горизонта* (D_{3zd}) вскрыты скв. «Южно-Борщёвская» и «Южно-Щербовская». Литологически представлены вулканогенными сильнотрещиноватыми породами (нижняя часть толщи), глинами (верхняя часть толщи). Возраст определяется по остаткам брахиопод – р. *Cyrtospirifer zadonicus*. Мощность отложений составляет порядка 269 м. Отложения *елецкого горизонта* (D_{3el}) вскрыты скв. «Южно-Борщёвская», «Южно-Щербовская» и «Центролит». Литологически представлены вулканогенными породами типа туфов в нижней части толщи и известняками светло-серыми – в верхней части толщи. Возраст определяется по остаткам брахиопод – р. *Cyrtospirifer brodi*. Мощность толщи составляет 361 м. Отложения *петриковского горизонта* (D_{3ptr}) вскрыты скв. «Южно-Борщёвская» и «Южно-Щербовская». Литологически представлен карбонатными разностями, преимущественно известняками. Возраст определяется по остаткам остракод – р. *Pristis cornuta*. Мощность составляет 19 м.

Отложения *верхнесоленосной толщи* вскрыты скв. «Южно-Борщёвская» и «Южно-Щербовская», включают образования оресского (D_{3or}) и лебедянского (D_{3lb}) горизонтов. Литологически представлены, преимущественно, каменной солью, полупрозрачной, кристаллической, иногда заглинизированной, с прослоями несолевых глинисто-карбонатно-сульфатных пород, которые представлены известняками глинистыми, тёмно-серыми, слаботрещиноватыми, мелкокавернозными, каверны и трещины частично выполнены каменной солью; ангидритами коричневато-серыми, загрязнёнными тёмно-серыми мергелями, с редкими трещинами и кавернами; аргиллитами чёрными, слоистыми, карбонатными. Встречаются слои мергелей доломитисто-известковых. Возраст определяется по остаткам брахиопод – р. *Cyrtospirifer lebedianicus* и р. *Volgospirifer volgensis*. Мощность отложений составляет 574 м.

Нерасчленённые отложения *полесского горизонта верхнего девона-карбона* ($D_{3pl}+C$) представлены переслаивающейся толщей глин и песков с прослоями известняков и песчаником, мощность – 1896 м.

Отложения *пермской системы* (P) представлены приуральским (P_1) и татарским (P_3) отделами. Отложения *приуральского отдела* (P_1) вскрыты скв. «Новобелица 96» и № 2 «Гомельский профилакторий». Литологически представлены алевролитами и песчаниками с остатками брахиопод. Возраст определяется по остаткам брахиопод – р. *Marginifera sp.* Мощность составляет 34.6 м. Отложения *татарского отдела* (P_3) вскрыты скв. на ул. Артёма. Литологически представлены алевролитами и песчаниками красно-коричневыми. Возраст определяется по остаткам фораминифер – р. *Nodosaria permiana*. Мощность отложений составляет 63.8 м.

Мезозойская эратема (MZ) представлена отложениями триасовой (T), юрской (J) и меловой (K) систем.

Отложения *триасовой системы* (T) представлены нижним (T_1) отделом. Вскрыты скв. «Решётниковская», «Центролит» и скв. на ул. Артёма. Литологически представлены переслаивающимися толщами глин и песчаников. Возраст определяется по остаткам остракод – р. *Darwinula sp.* Мощность триасовых образований составляет 28.6 м.

Отложения *юрской системы* (J) представлены средним (J_2) и верхним (J_3) отделами.

Отложения *среднего отдела юрской системы* (J_2) вскрыты скважинами в д. Костюковка, «Центролит», № 2 «Гомельский профилакторий», «Новобелица 96», «Решётниковская» и скв. Гомельпромбурвод. Отложения представлены образованиями батского (J_{2bt}) келловейского (J_{2k}) ярусов. Образования *батского яруса* (J_{2bt}) вскрыты скв. «Центролит», литологически представлены песком, глиной тёмно-серой до чёрной, с прослойками светло-серой, вязкой, пластичной, плитчатой и песком светло-серым, мощность – 6.7 м. Возраст определяется по остаткам аммоноидей – р. *Procerites hodsoni*. Образования *келловейского яруса* (J_{2k}) вскрыты скв. «Центролит», скв. на минеральные воды «Костюковка», скв. на минеральные воды по улице Артёма, скв. № 2 «Сельмашевская» в н/п Ченки. Литологически представлены алевролитами и песчаниками, с остатками фораминифер и аммонитов. Мощность в среднем достигает 44.1 м. Возраст обоснован палеонтологическим методом по остаткам цефалопод: р. *Kosmoceras gulielmii* (Sowerby); фораминифер: р. *Lenticulina polonica*, р. *Trocholina nana*; спор и пыльцы.

Отложения *верхнего отдела* (J_3) вскрыты скважинами на ул. Артёма, в д. Костюковка, скв. в н/п Ченки № 2 «Сельмашевская», скв. № 2 «Гомельский профилакторий», «Новобелица 96», скв. сейсмопункт Ченки, скв. в сан. Васильевка, скв. «Решётниковская», скв. «Центролит» и скв. Гомельпромбурвод. Представлены в объёме образований *оксфордского яруса* (J_3o). Литологически представлены различного цвета известняком, плотным, трещиноватым, встречаются прослои песков и мергелей. Возраст определяется по остаткам аммонитов – р. *Kosmoceras jason* и р. *Cardioceras cordatum*. Мощность образований – 29.4 м.

Отложения *меловой системы* (K) представлены нижним (K_1) и верхним (K_2) отделами. Образования широко распространены на территории изучения, о чём свидетельствует присутствие меловых отложений во всех разведочных скважинах.

Отложения *нижнего отдела* (K_1) вскрыты скв. на ул. Артёма, в д. Костюковка, в Ченках № 2 «Сельмашевская», № 2 «Гомельский профилакторий», «Новобелица 96», скв. сейсмопункт Ченки, скв. в сан. Васильевка, скв. «Решётниковская» и скв. Гомельпромбурвод. Представлены в объёме образований валанжинского (K_{1v}), готеривского (K_{1h}), баремского (K_{1br}), аптского (K_{1a}) и альбского (K_{1al}) ярусов. Отложения *валанжинского яруса* (K_{1v}) вскрыты скв. «Костюковка», Ченки № 2, «Сельмашевская», Гомельский профилакторий, «Новобелица 96», «Решётниковская», «Центролит». Литологически представлены глиной тёмно-серой, плотной, песчаной. Возраст определяется по остаткам фораминифер – р. *Trochammina valvulinariaeformis* Akim. Мощность составляет 9.6 м. Отложения *готеривского яруса* (K_{1h}) вскрыты скв. Ченки № 2 «Сельмашевская» и скв. Гомельпромбурвод. Литологически образования представлены песчаником серым тонкозернистым, глиной чёрной, песчаной, плотной, слюдистой. Возраст определяется по остаткам аммонитов – р. *Milanowskia speetonensis*, р. *Oxyteuthis brunsvicensis*. Мощность составляет 19 м. Отложения *баремского яруса* (K_{1br}) вскрыты скв. «Костюковка», Ченки № 2 «Сельмашевская», «Гомельский профилакторий», «Новобелица 96», «Решётниковская». Литологически породы представлены песчаником серым, глинистым, часто алевроитоглинистым. Возраст определяется по остаткам фораминифер – р. *Saccamina gutti*. Мощность составляет 7.0 м. Отложения *аптского яруса* (K_{1a}) вскрыты в скв. д. Костюковка, скв. в Ченках № 2, «Сельмашевская», скв. № 2 «Гомельский профилакторий», «Новобелица 96», скв. Решётниковской, скв. «Центролит». Литологически представлены песком серым, кварцевым, с прослоями песчаника зелено-серого, мелкозернистого. Возраст определяется по остаткам фораминифер р. *Hyperammina aptica*. Мощность составляет 48.6 м. Отложения *альбского яруса* (K_{1al}) вскрыты скв. д. Костюковка, в Ченках № 2 «Сельмашевская», «Гомельский профилакторий», «Новобелица 96», скважиной в санатории Васильевка, «Решётниковская», «Центролит» и скважиной Гомельпромбурвод.

Литологически образования представлены песками светло-серого и тёмно-зеленого цвета, различной зернистости, встречается песок кварцево-глауконитовый, глинистый. Возраст определяется по остаткам цефалопод: *Aucellina gryphaeoides*. Мощность составляет 53.8 м.

Отложения верхнего отдела меловой системы (K_2) вскрыты скв. на ул. Артёма, в д. Костюковка, в Ченках № 2 «Сельмашевская», № 2 «Гомельский профилакторий», «Новобелица 96», скв. сейсмопункт Ченки, скважиной в сан. Васильевка, «Решётниковская» и скв. Гомельпромбурвод. Представлены в объеме отложений сеноманского (K_{2s}), туронского (K_{1t}), коньякского (K_2k), сантонского (K_{2st}), кампанского (K_{2km}) и маастрихского (K_{2m}) ярусов. Отложения *сеноманского яруса* (K_{2s}) вскрыты скв. в д. Костюковка, в Ченках № 2 «Сельмашевская», № 2 «Гомельский профилакторий», «Центролит», «Новобелица 96», в сан. Васильевка, «Решётниковская» и скважиной Гомельпромбурвод. Литологически отложения представлены песками глауконитово-кварцевые, мелом и мергелем серыми, плотными. Возраст определяется по остаткам аммонитов – р. *Sciponoceras baculoide*. Мощность составляет 18.2 м. Отложения *туронского яруса* (K_{1t}) вскрыты скв. в д. Костюковка, «Центролит», в Ченках № 2 «Сельмашевская», № 2 «Гомельский профилакторий», «Новобелица 96», в санатории Васильевка, «Решётниковская» и скв. Гомельпромбурвод. Литологически образования представлены мелом светло-серым, плотным, с прослоями и мергеля. Возраст определяется по остаткам двустворчатых моллюсков р. *Inoceramus lamarcki*. Мощность в среднем составляет 44.6 м. Отложения *коньякского яруса* (K_2k) вскрыты в скв. в Ченках № 2 «Сельмашевская», «Центролит», «Решётниковская» и скв. Гомельпромбурвод. Литологически коньякские образования представлены мелом светло-серым, плотным, трещиноватым, мергелем светло-серым, плотным. Возраст определяется по остаткам фораминифер – р. *Bolivinita eleyi*. Мощность в среднем составляет 17.8 м. Отложения *сантонского яруса* (K_{2st}) вскрыты скв. в Ченках № 2 «Сельмашевская», «Центролит», «Решётниковская» и скв. Гомельпромбурвод. Литологически представлены мелом серым, очень плотным, встречается мергелистость. Возраст определяется по остаткам фораминифер – р. *Orbignyna variabilis*. Мощность составляет 8.9 м. Отложения *кампанского яруса* (K_{2km}) вскрыты скв. в Ченках № 2 «Сельмашевская», «Центролит», «Решётниковская» и скв. Гомельпромбурвод. Образования литологически представлены мелом светло-серым и белым, как плотным, так и трещиноватым, со встречающейся галькой кремния, мелом белым, писчим, мергелем мелоподобным, а также гравелитом изверженных пород. Возраст определяется по руководящим остаткам фораминифер – р. *Bolivina kalinini*. Мощность составляет 15.2 м. Отложения *маастрихского яруса* (K_{2m}) вскрыты скв. в Ченках № 2 «Сельмашевская», «Решётниковская» и скв. Гомельпромбурвод. Литологически представлены мелом светло-серым, который переходит в белый, плотный, трещиноватый, наблюдается слой дресвы кремния и кварца, слой мергеля белого, плотного, трещиноватого. Возраст определяется по руководящим остаткам белемнитов – р. *Belemnella lanceolata lanceolata* (Schloth.). Мощность составляет 29.4 м.

Таким образом, геологическое строение дочетвертичной толщи территории изучения имеет сложную литологическую характеристику. Максимальная мощность отложений характерна для образований палеозойской эратемы – 3538.4 м, в том числе образования среднего девона имеют мощность 294.5 м, верхнего девона и нерасчленённые отложения полеского горизонта верхнего девона-карбона – 3145.5 м. Отложения палеозоя имеют сложный литологический состав, представлены глинами, песчаниками, песками разномерными, вулканогенными породами, каменной солью. Отложения мезозойской эратемы имеют мощность 30.9 м, из них максимальная присуща образованиям нижнего мела (138.0 м). Суммарная мощность отложений составляет 4083.4 м.

ОРСКОМУ КЛУБУ ЮНЫХ ГЕОЛОГОВ-ЭКОЛОГОВ – 40 ЛЕТ

Мизецкая А.В.

Клуб юных геологов-экологов, Орск
e-mail: nastya.mizetskaya@yandex.ru

Всесоюзное движение «Молодежь и школьники за полезными ископаемыми», впервые появившееся в середине XX века при поддержке ЦК ВЛКСМ в городе Иркутск, успешно развивалось и было активно поддержано в Оренбургской области и на Урале. С 1960 по 1975 года в г. Оренбурге успешно работало несколько геологических кружков в школах города и при областном Геологическом управлении. Постепенно к 1991 году все Школы юных геологов, кроме Орской, прекратили своё существование [5].

Несмотря на финансовые трудности непрерывно и стабильно работает в Оренбургской области только Орская школа юных геологов. Она была организована при Орской геофизической экспедиции в далеком 1976 году. Основатель Школы – **Никифоров Анатолий Васильевич** [5].

Занятия в Клубе проводятся в течение всего учебного года. Сейчас геологии в нем обучаются 80 ребят. За 40 лет через Клуб юных геологов прошло около 400 ребят. Не все стали геологами, но любовь к минеральным сокровищам и трепетное отношение к природе осталось у них на всю жизнь [4].

В целом, статистика по выпускникам такова: за 40 лет работы Клуба юных геологов-экологов 66 выпускников выбрали себе геологическую специальность и закончили учебу или продолжают учиться на геологических факультетах ведущих ВУЗов страны.

К настоящему времени, шесть бывших юных геологов защитили кандидатские диссертации. Это – Скурихина Е.А., Сазонов И., Веретехина Э.Г., Ланге И., Балтыжакова Т.И., и Данилко Н.К. Четверо обучаются в аспирантуре – Видищева Олеся, Десятов Дмитрий – МГУ, Авдеев Денис – Новосибирский госуниверситет, Духненко Юрий – РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина.

10 выпускников Клуба – студенты геологических факультетов, четверо, из них – студенты МГУ. Из 56 человек, уже получивших высшее геологическое образование, работают не по специальности 10 человек. В основном это связано с событиями, происходящими в нашей стране, когда геологические организации совсем не финансировались и у геологов не было работы. Система полевых лагерей достаточно традиционна, но на сегодняшний день, к сожалению, незаслуженно запрещена у нас в стране. Каждое лето, на протяжении 35 лет, согласно программе обучения, Орский Клуб юных геологов организовывал летнюю практику воспитанников в полевом палаточном лагере. Начиная с 2003 года и по 2017 год практика проходила в живописном месте Восточного Оренбуржья – в районе пос. Карагай-Покровка [3]. Одна из основных целей полевой практики – закрепление теоретических знаний по геологическим наукам, полученным в учебном году; обучение и тренировка таким геологическим полевым навыкам как: геологическое маршрутирование, работа с теодолитом, с геофизическими приборами – магнитометром и радиометром (рис. 1), шлиховое опробование, определение расхода воды в реке, работа с картами [3].

В 2015 году проводились работы по проекту Русского географического общества «Палеонтологическая экспедиция. Парк мелового периода на Южном Урале» [5].

С осени 2012 года изучается верхнемеловая фауна открытого юными геологами местонахождения Ижберда (Гайский район). Летом 2016 г. была организована и проведена палеонтологическая экспедиция на этом выявленном местонахождении. Цель палеонтологических работ – поиски и раскопки скелетов морских рептилий позднемелового возраста для формирования в будущем на Южном Урале «Парка мелового периода».

За последние три года изучения данного местонахождения общими усилиями юных геологов и их родителей, руководителей Клуба и двух молодых ученых-палеонтологов выявлено семь неполных скелетов плезиозавров [1].



Рис. 1. Никифоров А.В. в полевом лагере обучает ребят работе с радиометром [3].

Учебно-выставочная коллекция горных пород, минералов, фоссилий, археологических артефактов и других редкостей в 1983 году получила звание Школьного геологического музея (Свидетельство № 6815 от 7 июля 1983.) (рис. 2).



Рис. 2. Занятие в Минералогическом музее [2].

Выставочный фонд Музея превышает 3000 экспонатов. В запасниках музея более 2000 образцов. Имеется обширный фонд учебных и раздаточных минералов и горных пород для учащихся Клуба и школ города. В Музее выставлены образцы геофизической и исследовательской аппаратуры (магнитометры, радиометры, гравиметры, теодолиты, микроскопы и др.). Музейные фонды доступны всем воспитанникам Клуба при выполнении учебно-исследовательских работ. На базе музея силами Клуба проводятся ежегодные городские геологические олимпиады [2].

Несмотря на все трудности, главные из которых – отсутствие финансирования и транспорта, запрет в последние два года организации полевых палаточных лагерей и походов школьников, Орский Клуб юных геологов-экологов – единственный в Оренбургской области, который продолжает успешно работать. Приходят новые ребята, увлечённые минералами и геологическими походами, заканчивают школу и поступают на геологические факультеты ведущих ВУЗов страны.

Список литературы

1. *Валгунова М.* Плезиозавр Степа и его мир. Газета «Металлург», №80, 2016.
2. *Гавриленко И.* А геологи нужны? Газета «Оренбургская правда», № 2, 2015.
3. *Куницын А.* Геология и мы. Газета «Орский вестник», № 094, 2013.
4. *Леушина А.* Плезиозавр Степа поселился в Клубе юных геологов. Газета «Орская хроника», № 16, 2015.
5. *Сопоцько Г.А., Никифоров А.В.* Об организации молодежной площадки РГО на базе Орского Клуба юных геологов-экологов. Известия Оренбургского отделения Русского географического общества (спецвыпуск), № 8(41), Оренбург, 2014.

ТИПЫ МИКРОСТРУКТУР ПОРОД ВЕРХНЕИТКУЛОВСКОЙ ПОДСВИТЫ РАЗРЕЗА СУЛЕЙМАНОВО (ЗАПАДНЫЙ СКЛОН ЮЖНОГО УРАЛА)

Р. Е. Семёнов

*Башкирский государственный университет; Институт геологии,
Федеральное государственное бюджетное научное учреждение
Уфимского федерального исследовательского центра РАН, Уфа
e-mail: R.Semenov@yandex.ru*

*Иткульовская свита (C_{1it}) (первоначально – толща) впервые была выделена И.В. Хворовой в 1939 г. [8] на территории Зилаирского синклинория по левобережью р. Большой Ик – притока р. Сакмары. Отложения свиты представлены флишоидным переслаиванием кремнистых аргиллитов, плитчатых алевролитов, песчаников и окремнённых известняков, (Шевчун и др., 1987 г.). Залегают согласно на кремнистой *курульской* свите, согласно перекрывается карбонатной *бухарчинской* свитой, первоначально выделенной как горизонт [10]. Относится к верхам турнейского яруса (*козьвинский* горизонт) и к визейскому ярусу каменноугольной системы [5]. *Иткульовская* свита широко распространена в западном борту Зилаирского синклинория [2].*

*Верхнеиткульовская подсвита (C_{1it_2}) имеет мощность 300–600 м. Она согласно залегает на известняках *нижнеиткульовской* подсвиты (C_{1it_1}) мощностью 240–510 м. Нижняя граница подсвиты литологически чёткая, определяется появлением аргиллитов, верхняя границы проводится по сокращению прослоев аргиллитов и по преобладанию известняков. Подсвита представлена переслаиванием алевролитов, аргиллитов, известняков и силицитов.*

Целью работы было изучение микроструктур горных пород верхнеиткульовской подсвиты и выявление характера седиментации: выделение терригенно-обломочных и глубоко-водных фоновых осадков. Материалом для исследования послужили коллекции более 200 шлифов горных пород из разреза Сулейманово, расположенного на юге Республики Башкортостан (рис. 1). Изученные коллекции шлифов № 552 и № 728 хранятся в Музее геологии и полезных ископаемых Республики Башкортостан г. Уфы. Описание разреза и его расчленение приведено в рукописном отчёте З.А. Синицыной, Н.К. Мещеряковой и Т.В. Клименко за 1980 г. и опубликовано [2]. В задачи исследований входило описание шлифов, подготовка шлифов для фотографирования. Диагностика микроструктур пород в шлифах проводилась по классификации Данхэма по первично-осадочным структурам [7], а также по классификации Фолка для определения известкового матрикса, представляющего уплотнённый известковый ил (пелитоморфный известняк или микрит) [1].

По характеристике микроструктур породы верхнеиткульовской подсвиты разреза Сулейманово можно подразделить на два основных типа (рис. 2):

1. Глубоководные фоновые осадки.
2. Обломочные осадки: пакстоуны, вакстоуны, грейнстоуны, баундстоуны, брекчиевидные известняки (рудстоуны).

К фоновым – глубокоководным – осадкам относятся спиккулиты, аргиллиты, кремнистые сланцы, микритовые известняки с редкими биокластами, вакстоуны и вакстоуны-пакстоуны. Спиккулиты – породы, целиком сложенные спиккулами губок, представлены в образцах 356б, 139/1, 1259(3), ш-359. Биокластовые вакстоуны-пакстоуны с многочисленными спиккулами губок и редкими кальцитархами – в обр. 36к (рис. 3, фиг. 5), Аргиллиты и кремнистые сланцы попадает, скорее всего, на закрытые участки общей мощностью около 150 м. Фоновые осадки свидетельствуют о длительном осадконакоплении в глубокоководных равнинах и впадинах, где обитали кремнёвые губки. Тонкие прослои аргиллитов и кремнистых сланцев отмечаются по всей мощности разреза.

Второй тип включает биокластовые и литокластовые разности известняков (карбонатные брекчии, карбонатные песчаники – грейнстоуны и пакстоуны), основной цементирующий массой которых является литифицированный известковый ил – микрит, наблюдаемый в шлифах в виде массы бурого, темно-коричневого или почти черного цвета. Наличие микри-

тового цемента свидетельствует о формировании отложений в относительно спокойной гидродинамической обстановке. Обломочные известняки преобладают в разрезе, они имеют близкий состав зёрен. Отличия в размерности зёрен, вероятно, связаны с градационной слоистостью, которая описана в обнажении дорожной выемки у д. Сулейманово [2].



Рис. 1. Местонахождение разреза Сулейманово (красный кружок) [3]. Квадрат сетки равен 4 км.

Обломочные (терригенно-карбонатные) осадки по микроструктурам можно подразделить на три разности (рис. 3):

1. Лито- и лито-биокластовый грейнстоун с фораминиферами, мшанками, криноидеями и терригенной примесью (рис. 3, фиг. 1, 3);
2. Алевритистые и биокластовые вакстоуны и пакстоуны с фораминиферами, мшанками, криноидеями, кальцитархами и терригенной примесью (рис. 3, фиг. 2, 4);
3. Известняковая брекчия (рудстоун) с глинисто-битуминозным матриксом (Рис. 3, фиг. 6).

В разрезе спикюлиты и брекчированные известняки чередуются с лито-биокластовыми грейнстоунами и биокластовыми вакстоунами и пакстоунами. Граница *иткуловской* и *бухарчинской* свит фиксируется в кровле прослоя карбонатной брекчии.

Терригенная примесь представлена зёрнами окатанного и угловатого кварца, отдельными кристаллами и сростками калиевого полевого шпата, углистым (битуминозным) веществом, редкими зёрнами хромита. Основная масса сложена кальцитом, иногда (шлифы 244(2), 252(1)) образующим кальцитовые прожилки. Количество терригенной примеси варьируется в пределах от 0-5 до 40-50% - от чистого микрита-дисмикрита до биоспарита.

К биокластам, которые можно наблюдать в микроскоп, относятся фрагменты строматолитов, известковые водоросли (гирванеллы, палеоберезеллы и коникопоры), спикюлы губок,

раковины фораминифер, фрагменты иглокожих, брахиопод, мшанок, моллюсков (гастропод), головоногих (гониатитов), остракод, конодонтов, кольчатых червей и кальцитарх. Значительная часть биокластовых зёрен повреждена в результате перекачиваний и соударений при транспортировке в мутьевом (турбидитном) потоке.

Из вторичных изменений можно выделить ожелезнение (гематитизацию, охристые включения), окремнение, фосфатизацию, углефикацию (битумизацию), микростилолитовые швы, обрастания одних кристаллов другими, жилкование, вторичную пористость и трещиноватость.

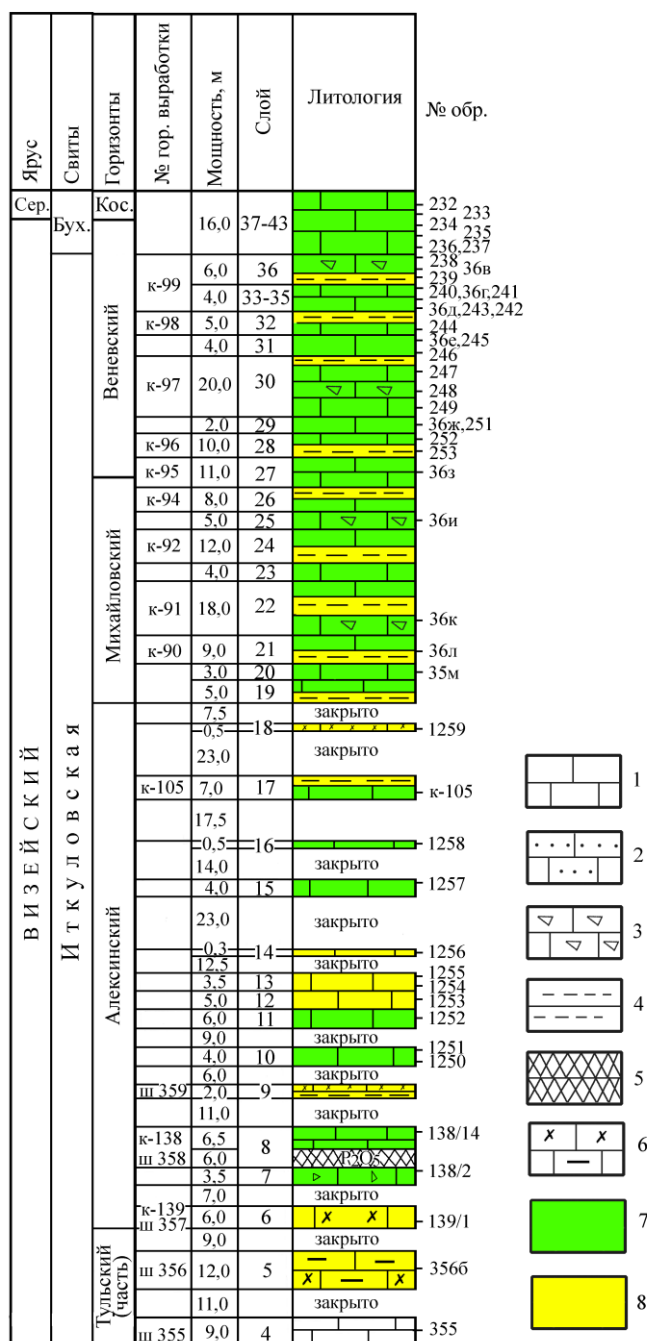


Рис. 2. Разрез Иткуловской свиты по р. Большая Сурень (район д. Сулейманово) по [2], с добавлениями. Условные обозначения: 1 – известняки мелкозернистые и микритовые; 2 – известняки лито- и лито-биокластовые с примесью терригенного материала; 3 – карбонатные брекчии; 4 – аргиллиты, кремнистые сланцы; 5 – фосфатная пачка; 6 – известняки глинистые со спикулами губок (спикулиты); 7 – фоновые осадки; 8 – отложения обломочных потоков и турбидитов. Номера обр. с буквой «к» означают образцы, взятые в канаве, с буквой «ш» – в шурфе. Сокращения: Сер. – серпуховский ярус; Бух. – бухарчинская свита; Кос. – косогорский горизонт.

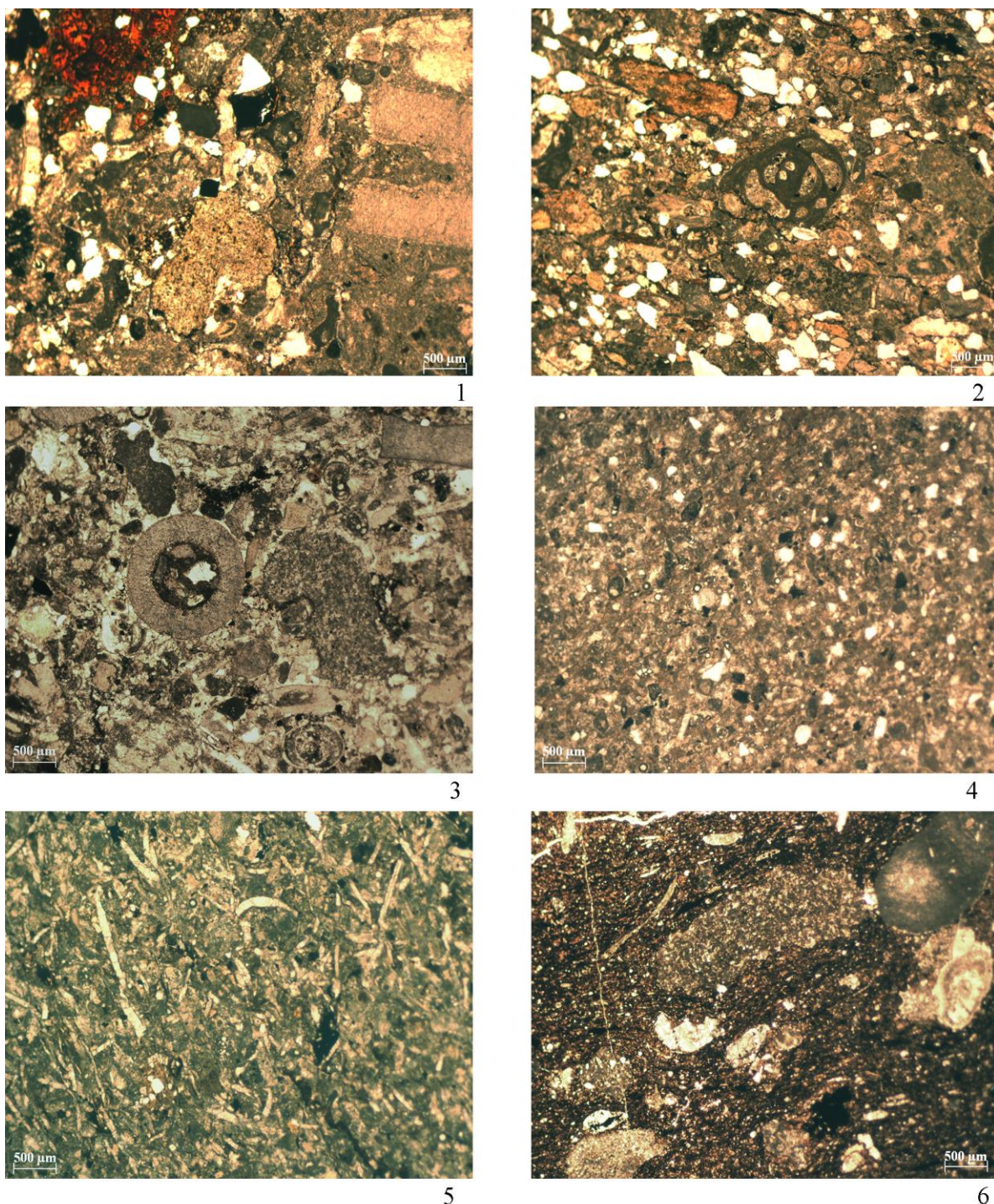


Рис. 3. Типы микроструктур терригенно-карбонатных пород иткуловской свиты из разреза Сулейманово: 1 – лито-биокластовый грейнстоун с терригенной примесью кварца, обр. 246 (шл. 3); 2 – алевритистый пакстоун с обломками члеников криноидей, мшанок, фораминифер, обр. 252 (шл. 1, фото 1); 3 – биокластовый грейнстоун с обломками члеников криноидей (в центре), мшанок, фораминифер с терригенной примесью, обр. 36к (шл. 2); 4 – тонкобиокластовый пакстоун слабоокремненный с фораминиферами, пахисферами (кальцисфериды или кальцитархи) и терригенной примесью кварца (белое), обр. 1250 (шл. 2); 5 – биокластовый вакстоун-пакстоун окремнённый с многочисленными спикулами губок и редкими фораминиферами и пахисферами, обр. 139/1 (шл. 2); 6 – мелкообломочная известняковая брекчия (рудстоун) с темным глинисто-битуминозным матриксом, обр. 138-2 (шл. 3).

Выражаю благодарность сотрудникам Лаборатории региональной геологии и геотектоники д.г.-м.н. Кулагиной Е.И., к.г.-м.н. Горожаниной Е.Н. и лаборанту-исследователю Аминзяновой А. Ф. за помощь при подготовке статьи.

Исследование шлифов и фотографирование проводилось с использованием оборудования ЦКП «Спектр» ИФМК УФИЦ РАН (Центр коллективного пользования «Спектр» Института физики молекул и кристаллов Уфимского федерального исследовательского центра Российской Академии наук). Работа выполнена в рамках государственной программы, госзадание № 0252-2014-0002.

Список литературы

1. Геологический словарь. В трех томах. Издание третье, перераб. и доп. / Гл. ред. О.В. Петров. Т.2. К-П.-СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. 480 с.
2. Клименко Т.В., Кулагина Е.И., Горожанина Е.Н., Кочетова Н.Н., Жерновкова Т.В. Верхнеиткуловская подсвита визейского яруса карбона на Южном Урале: литологическая и палеонтологическая характеристика. В кн.: Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий Материалы Двенадцатой Межрегиональной научно-практической конференции. Санкт-Петербург, 2018. С. 105–115.
3. Общегеографический региональный атлас «Республика Башкортостан», из-е 1-е, 1999. 110 с.
4. Пазухин В.Н., Кулагина Е.И., Кочетова Н.Н., Зайнакаева Г.Ф. 2008. Стратотипы стратиграфических подразделений карбона на Южном Урале // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Мат-лы VII Межрегион. научно-практической конференции (г. Уфа, ноябрь, 2008 г.). Уфа. 2008. С. 143–149.
5. Пазухин В.Н., Кулагина Е.И. Стратиграфия карбона Зилаирского синклиория (Южный Урал) // Бюл. МОИП. Отд. геологический, 2014. Т. 89. Вып. 6. С. 19–44.
6. Степанов Д.Л. 1941. Верхний палеозой Башкирской АССР (каменноугольные и артинские отложения) // Труды / ВНИГРИ; Нов. сер.; Вып. 20). Л., 1941. 98 с.
7. Уилсон Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории. Пер. с англ., М., Недра, 1980. 463 с.
8. Хворова И.В. Нижнекаменноугольные отложения западного склона Урала в пределах Южной Башкирии, Чкаловской области и Северного Казахстана. Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд-ние геол., Т. 17 (2-3), 1939. С. 58–85.
9. Хворова И.В. Иткуловская свита (горизонт) В кн.: Стратиграфический словарь СССР. Карбон, пермь. Л., «Недра», 1977. 161 с.
10. Хворова И.В. 1961. Флишевая и нижнемолассовая формация Южного Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 352 с.

КОРОТКОШЕЕ ПЛЕЗИОЗАВРЫ ИЗ БЕРДИНСКОГО МЕСТОИЗЖОЖДЕНИЯ (ОРСКОЕ ЗАУРАЛЬЕ)

Шелухин Р.В.

Клуб юных геологов-экологов, г. Орск

e-mail: ezh.avdosiy@gmail.com

Юными геологами г. Орска под руководством геологов-наставников в 2012 году было открыто новое местонахождение верхнемеловой фауны «Ижберда». Местонахождение вскрыто при разработке карьера по добыче глин. Карьер расположен в Гайском районе Оренбургской области в 60 км к западу от г. Орска. В конце полевого сезона 2014 года юными геологами впервые найден хорошо сохранившийся скелет короткошеего плезиозавра. Изучение его совместно с палеонтологами из Ульяновской области показало, что это новый, ранее не встречавшийся вид *Polycotylus sorozcovi* sp. nov. [1].

В 2016 году на местонахождении Ижберда (Орское Зауралье) обнаружен посткраниальный скелет короткошеего плезиозавроида «Максима» (рис. 1). Были проведены полевые работы, препарирование, измерение и описание костей скелета «Максима», а также сравнение его с уже имеющимся в музее Клуба скелетом «Степаном».

Уже в процессе раскопок стало очевидно, что данная особь («Максим») имеет много отличий от ранее найденных скелетов поликотилюсов – Степана и Стёпы. Один из них (инв. № 247 – «Стёпа») ульяновскими палеонтологами был выделен как голотип нового вида – *Polycotylus sorozcovi* [1], хотя и близкий к известному виду – *P. Latipinnis* [2]. Другой скелет более крупной особи «Степан» (инв. № 337 ОШММ) может быть выделен как паратип *P. sorozcovi*. По целому ряду признаков скелет «Максима» больше всего напоминает особей другого рода семейства поликотилид, а именно особей рода *Dolichorhynchops* из кампанских отложений верхнего мела штата Канзас (США) [3, 4]. До сих пор находки их скелетов на территории России не отмечались.

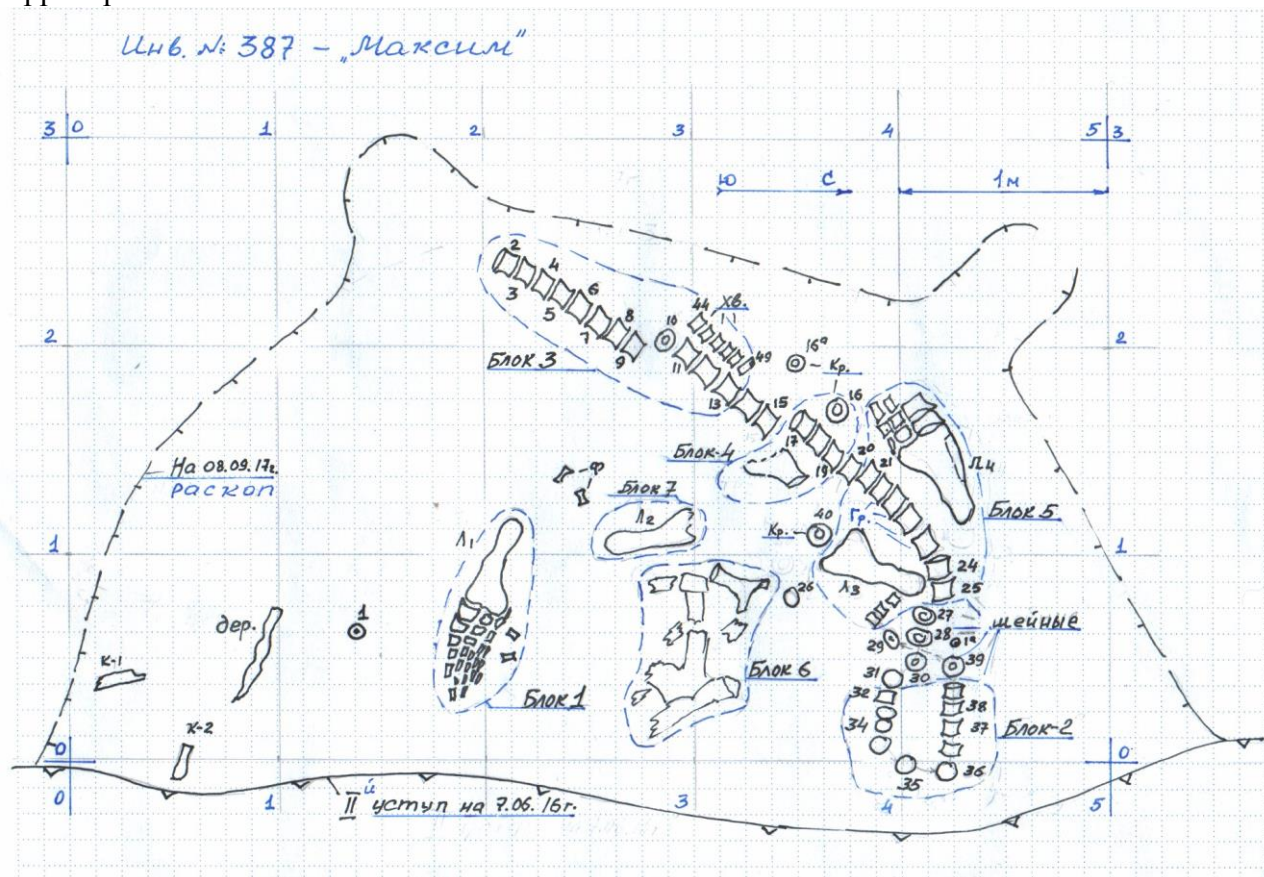


Рис. 1. Схема расположения фрагментов скелета поликотилида №387 «Максим»

Для сравнения особенностей строения осевых скелетов построены наглядные графики относительных к длинам размеров, где получены убедительные данные об их существенном различии в строении, особенно шейного отдела (рис. 2).

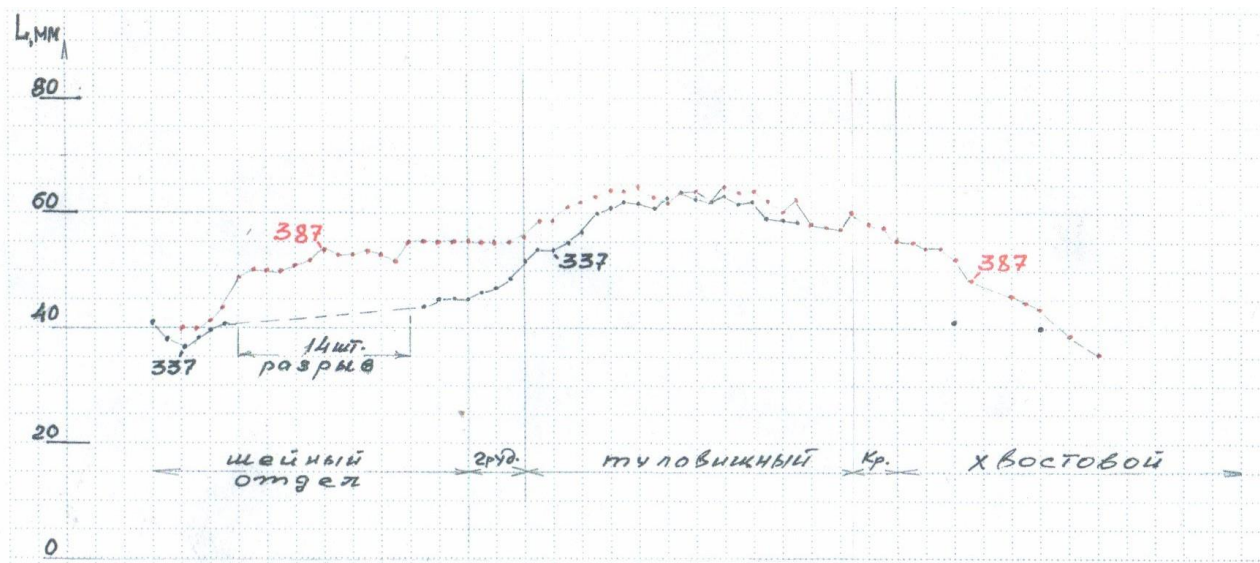


Рис. 2. Графики длин позвонков скелетов короткошеих плезиозавров семейства Polycotylidae: Polycotylus №337 "Степан" и Dolichorhynchops №387 "Максим".

Позвонки шейного отдела «Максима» заметно длиннее, чем у «Степана», о чём и свидетельствуют позвоночные индексы (отношение длины позвонка к средней ширине). Эта особенность может выступать как важный родовой признак.

Для детальной таксономической диагностики большое значение в настоящее время специалисты-палеонтологи предадут деталям строения черепа, особенно его затылочной части. Роль осевого скелета и конечностей считают менее информативной. После предварительного изучения найденных нами крупных фрагментов короткошеих плезиозавров, мы попытались определить закономерности изменения параметров позвоночных тел в зависимости от их функциональной роли и места в позвоночном столбе. Предполагаем, что таким путём можно получить дополнительную информацию для распознавания ископаемых рептилий. Ниже приведены графики относительных к длинам величин позвоночных тел сравниваемых особей (рис. 3). Заметно, что графики «Максима» при общесогласованном их виде расположены гораздо ниже графиков «Степана», что говорит о большей относительной длине позвоночных тел «Максима». Позвоночные индексы всех отделов пресакрального скелета существенно выше у «Максима» (0.70 до 0.78) чем у «Степана» (0.61 до 0.73). При этом осреднённый позвоночный индекс для всего пресакрального скелета у «Максима» равен 0.763, а у «Степана» – 0.675.

В то же время для скелетов длинношеих плезиозавров нами рассчитаны следующие показатели:

- для цимолиазавриды «Юры» – 0.827;
- для цимолиазавриды № 397 «Славы» – 0.827;
- для эласмозавриды инв. № 377 «Микола» – 1.019.

Как видно, этот показатель вполне устойчивый. Эти и другие особенности строения сравниваемых скелетов «Степана» (инв. 337) – *P. sopozcovi*, близким к *P. latipinnis*, с одной стороны, и «Максима» (инв. 387) – близкого к *Dolichorhynchops* (*D. bonneri*) с другой сведены ниже в таблицу.

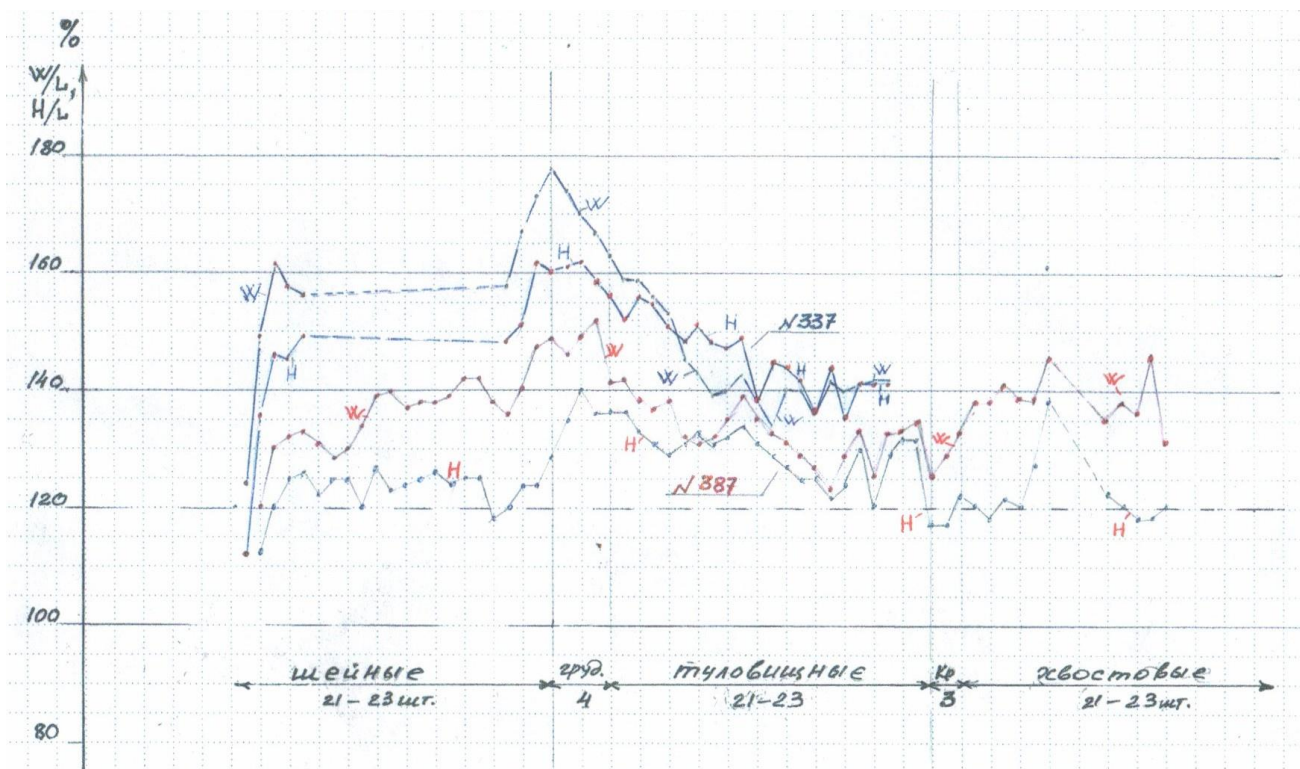


Рис 3. Графики относительных к длине величин позвоночных тел короткошеих плезиозавров. OSMM инв. № 337 «Степан» – *Polycotylus*, инв. № 387 «Максим» – *Dolichorhynchops*. (H – относительная высота; W – относительная ширина).

Как отмечают специалисты – палеонтологи, изучаемый палеонтологический объект, местонахождение кампанской фауны позднего мела «Ижберда», представляет собой редкий феномен – «местонахождение – концентрат». Здесь на относительно небольшой территории сконцентрированы остатки, как морских, так и прибрежных организмов. Всего за 4 года изучения местонахождения, Клубом юных геологов собрано более 400 позвонков плезиозавров, около 50 позвонков мозазавров, обнаружено 13 неполных скелетов плезиозавроидов, более 50 зубов рептилий, около 4000 зубов меловых акул, в том числе редких видов (птиходусы, гиспидасписы, параотакодусы), более 100 зубных пластин химер, кости меловых птиц, фрагменты панцирей морских черепах и др.

По результатам изучения находок мегафауны предварительно выделено:

- два вида длинношеих плезиозавроидов;
- три вида короткошеих плезиозавроидов;
- два вида мозазавров;
- 18 видов меловых акул;
- четыре вида химер;
- один вид черепахи.

Кроме того, встречены остатки брахиопод, моллюсков, многочисленные позвонки и зубы костных рыб, а также губки, фораминиферы, окаменелая древесина и др.

Простой расчёт показывает, что на совсем крохотном рядовом участке распространения костеносных морских глауконит-фосфоритовых отложений, размерами 150 × 40м (6000 м²) найдено 8 неполных скелетов плезиозавроидов хорошей сохранности. К тому же этот участок пока ещё недостаточно опоскопан. Отсюда ясно, что на ранее отработанной карьером территории (примерно 200 × 200 м = 40000 кв.м) могло быть «разработано» горной техникой по крайней мере 50 (!) скелетов морских рептилий. Т.е. на данном объекте возможно получение целых серий родственных семейств, родов и видов.

В результате экспедиционных палеонтологических работ Клуба юных геологов за последние годы в результате проведенных раскопок получен огромный объем фактического материала, который планируется изучать с привлечением специалистов – палеонтологов.

Таблица

Сравнительная таблица скелетов поликотилуса «Степана» и «Максима»

Сравнительные признаки		Polycotylus sopozcoi sp. nov. №337 "Степан"	Policotilidae Dolichorhynchops №387 "Максим"	Существенное отличие
Нижняя челюсть	Длина нижней челюсти (см)	102	100	-
Шейный отдел	Количество шейных позвонков	9 из 23	20 из 23	-
	Средняя длина (мм)	42	50	-
	Длина шеи (м)	0.97	1.15	+
	Позвоночный индекс	0.65	0.78	+
Грудной отдел	Количество позвонков	4	4	-
	Средняя длина (мм)	46	55	+
	Позвоночный индекс	0.63	0.70	+
Туловищный отдел	Количество позвонков	18 из 22	22 из 22	-
	Средняя длина (мм)	60	62	-
	Позвоночный индекс	0.69	0.76	-
Скелет	Средний позвоночный индекс досокрального скелета	0.675	0.763	+
	Расчётная длина особи (м)	4.8 – 5.0	4.9 -5.2	-
Конечности	Макс. длина плечевой кости (мм)	422	365	+
	Макс. ширина плечевой кости (мм)	252	205	+
	Отношение ширины к длине	0.60	0.56	+
	Макс. длина бедренной кости (мм)	410	378	+
	Макс. ширина бедренной кости (мм)	248	210	+
	Отношение ширины к длине	0.60	0.56	+
	Количество косточек эпиподиума	5	4	+
	Наличие стреловидных выростов на постаксиальных костях	нет	есть	+
Гленоидная впадина	Гленоидная впадина	Слабо вогнута	Глубоко вогнута	+
Детали строения позвоночных тел	Локальные углубления шейных позвонков	нет	есть	+
	Наличие выступов (boss) спинных позвонков	дисковидные	кольцевидные	+
	Невральные дуги	массивные	умеренные	?
	Зигопофизы	умеренные	крупные	?
Сечение зубов		Округло-овальная	Плоско-овальная	?
Таксономия	Семейство	Polycotylidae	Polycotylidae	-
	Род	Polycotylus	Dolichorhynchops	+
	Вид	P.sopozcoi	?	+
	Близкие виды	P. latipinnis	D. bonneri, D. osborni	-

Список литературы

1. Ефимов В.М., Мелешин И.А., Никифоров А.В. Новый вид плезиозавров рода *Polycotylus* в позднем мелу Южного Урала // Палеонтологический журнал №5, 2016, С. 1–11.
2. Schumacher B. A., Martin J. E. *Polycotylus latipinnis* Cope (Plesiosauria Polycotylidae) a nearly complete skeleton from the Niobrara Formation (early Campanian) of South Dakota // Journal of Vertebrate Paleontology, 2015.
3. McKean R. S. A new species of polycotyloid plesiosaur (Reptilia: Sauropterygia) from the Lower Turonian of Utah: Extending the stratigraphic range of *Dolichorhynchops* // Cretaceous Research 34 (2012). P.184–199.
4. Williston. S.W. Restoration of *Dolichorhynchops osborni*, a new Cretaceous plesiosaur. Kansas Univ. Sci. Bull., V. 1, 1902. P.241–244.

3. МИНЕРАЛОГИЯ ГЕОХИМИЯ ПЕТРОГРАФИЯ

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ШАТАКСКОГО КОМПЛЕКСА

С.И. Высоцкий

Институт геологии УФИЦ РАН

e-mail: servys82@mail.ru

В пределах Башкирского мегантиклинория основание среднерифейских отложений представлено машакской свитой. В южной части Ямантауского антиклинория возрастным аналогом машакской свиты считаются вулканогенно-осадочные образования Шатакского комплекса, представленные стратифицированной вулканогенно-осадочной ассоциацией, а также магматическими породами субвулканической и дайковой фаций.

В данной работе рассматриваются петрогеохимические характеристики пикритов, базальтов, входящих в состав кузьелгинской и каранской подсвит и риолитов. Предваряя описание петрогеохимических характеристик пород необходимо оговориться, что большая часть особенностей пород обусловлена многоуровневой дифференциацией. В частности, пикриты представляют собой дифференцированное тело, сложенное пикритами, пикродолеритами и долеритами. Сама ассоциация магматических пород Шатакского комплекса «пикриты–базальты–риолиты» также является продуктом дифференциации (и контаминации) магматического расплава. В связи с чем в отдельных случаях петрохимическая номенклатура разновидностей пород не соответствует их генетической природе. В частности, по содержанию кремнезёма и суммы щелочей магматические породы Шатакского комплекса располагаются в полях от предельно ненасыщенных кремнезёмом и щелочами пикритов до трахидацитов и риолитов.

Содержания основных петрогенных окислов в пикритах подчёркивают симметрично дифференцированное строение тела (рис. 1

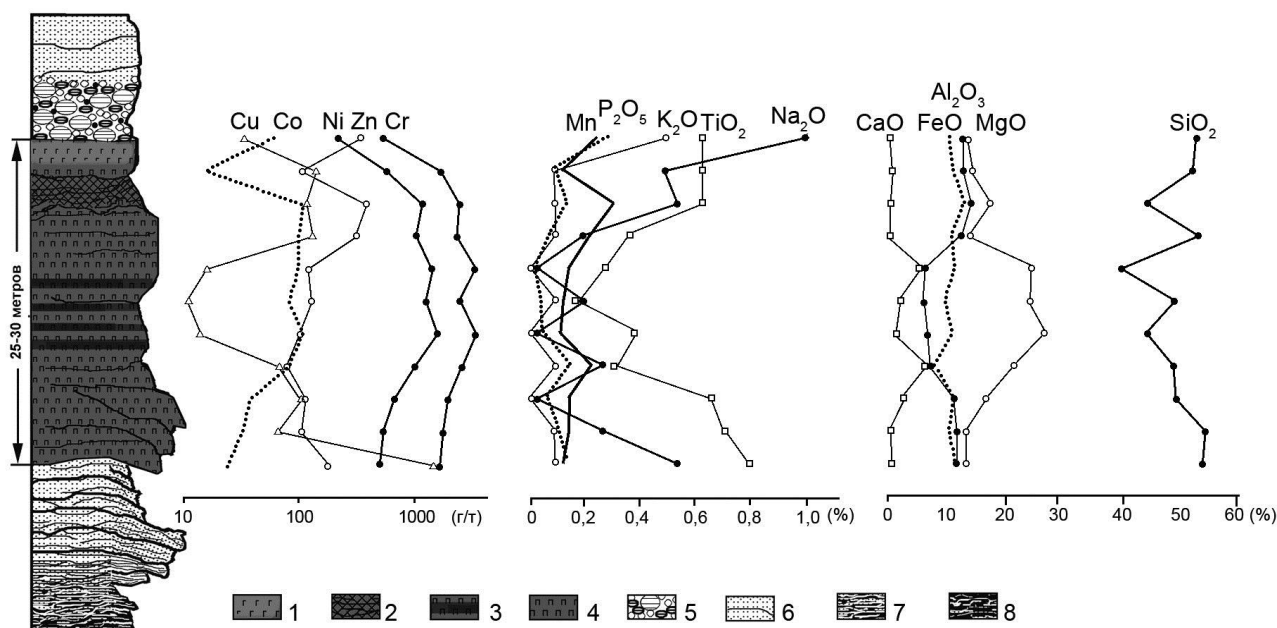


Рис. 1. Распределение окислов и элементов-примесей по разрезу пикритового тела:
1 – долериты; 2 – амфиболизированные пикродолериты; 3 – пикриты с протополосчатостью; 4 – пикриты, пикродолериты; 5 – конгломераты; 6 – песчаники; 7 – алевросланцы; 8 – углеродсодержащие сланцы.

Количество кремнезёма здесь варьирует в пределах 40.24–49.33 мас.%, титана – 0.17–0.38 мас. %, алюминия – 6.19–7.0 мас. %, суммарного железа – 8.07–11.51 мас. %, магния – 21.8–27.02 мас. %, марганца – 0.12–0.23 мас. %, кальция 1.64–6.53 мас. %, натрия –0.02–0.27 мас. %, калия – 0.01–0.1 мас. % и фосфора – 0.03–0.15 мас. %. В пикродолеритовых и долеритовых горизонтах в значительной степени возрастает количество SiO_2 (до 54.0–54.54 мас. %), TiO_2 (до 0.71–0.8 мас. %), Al_2O_3 (до 13.25–14.25 мас. %), Na_2O (до 0.5–0.54 мас. %) и K_2O (до 0.5 мас. %) при снижении MgO (до 13.6–13,8 мас.%) и CaO (до 0.56–0.85 мас. %).

Содержания и распределение элементов-примесей также подчёркивают симметричную дифференцированность пикритового тела. В ультраосновном горизонте количества типоморфных элементов – хрома (до 3403 г/т), никеля (до 1427 г/т) и кобальта (до 108 г/т) достигают максимальных значений. Распределение меди и цинка имеет более сложный характер, так как в породах присутствует сульфидная минерализация как сингенетичная, так и наложенного типа.

На серии бинарных диаграмм (рис. 2) закономерные изменения окислов в ряду пород «пикриты–базальты–риолиты» характерны только для пикритов и базальтов кузельгинской подсвиты по содержаниям практически всех окислов, за исключением SiO_2 и суммы щелочей.

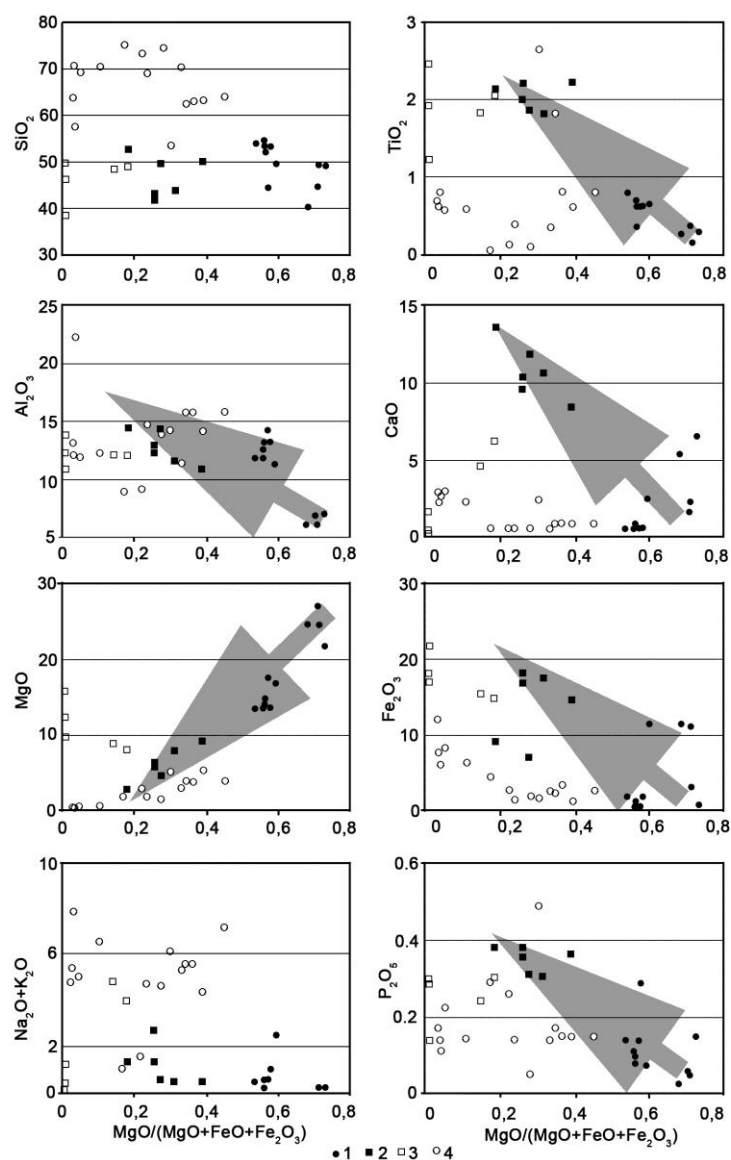


Рис. 2. Бинарные диаграммы петрогенных окислов (мас.%) для магматических пород Шатакского комплекса: 1 – пикриты; 2 – базальты кузельгинской подсвиты; 3 – базальты каранской подсвиты; 4 – риолиты. Серой стрелкой показано направление изменений содержаний в ряду «пикрит–базальт» кузельгинской подсвиты.

Базальты каранской подсветы и, в особенности, риолиты, выбиваются из этой последовательности, что может свидетельствовать о том, что риолиты не являются в чистом виде крайним членом процесса дифференциации расплава в промежуточном очаге, либо о том, что они подверглись неизохимическому метаморфизму.

Распределению элементов-примесей в основных петротипах магматических пород Шатакского комплекса также присущи определённые закономерности. В отличие от петрогенных окислов, только по содержаниям Cr и Ni, породы выстраиваются в нормальный ряд, в котором максимальные количества этих элементов присущи пикритам, а минимальные – риолитам (рис. 3). Распределение меди и цинка сложнее ввиду того, что как было отмечено выше, в породах присутствует сульфидная минерализация различных типов.

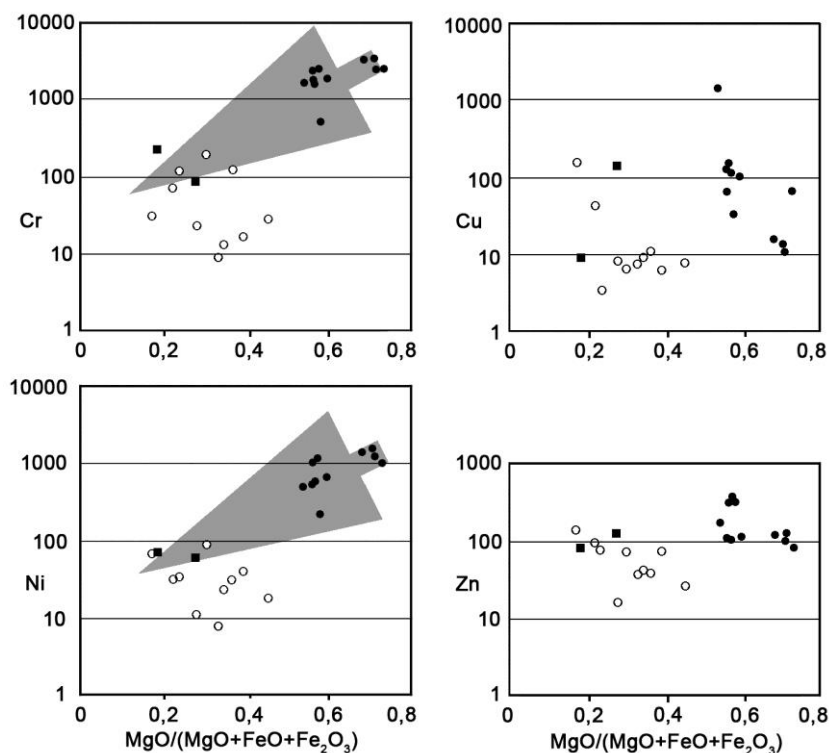


Рис. 3. Бинарные диаграммы элементов-примесей (г/т) для магматических пород Шатакского комплекса. Условные обозначения см. на рис. 2.

Геохимические характеристики магматических пород комплекса обладают определённой спецификой. В частности, по величинам нормализованных отношений La_n/Lu_n и Ce_n/Yb_n все разновидности пород (пикриты – 2.54–4.38 и 2.29–4.07; базальты кузьелгинской подсветы – 3.56–6.21 и 3.04–4.83; базальты каранской подсветы – 0.91–4.42 и 0.48–3.58; риолиты – 3.56–112.73 и 2.11–67.25, соответственно) в различной степени обогащены лёгкой группой РЗЭ (рис. 4). Причём сами лёгкие лантаноиды значительно фракционированы, La_n/Sm_n -отношение в пикритах составляет 1.61–3.11, в базальтах кузьелгинской подсветы – 1.73–2.89, каранской подсветы – 0.6–2.29, в риолитах – 2.71–4.7.

Сравнительный анализ пикритов Шатакского комплекса с аналогичными породами, распространёнными в пределах Башкирского мегантиклинория (БМА) [2] показывает, что для первых характерны пониженные содержания крупноионных (Rb, Ba, K) и высокочargedных (Th, U) элементов, чётко проявленные европиевый и стронциевый минимумы (см. рис. 4), меньшее количество РЗЭ (среднее по пикритам Шатака – 60.5, среднее по пикритам БМА – 97.4) и меньшая степень их дифференцированности (La/Lu_n – пикриты Шатака – 4.36, пикриты БМА – 8.85; Ce/Yb_n – пикриты Шатака – 3.44, пикриты БМА – 7.3).

Базальты Шатакского комплекса по целому ряду параметров различаются между собой (см. рис. 4).

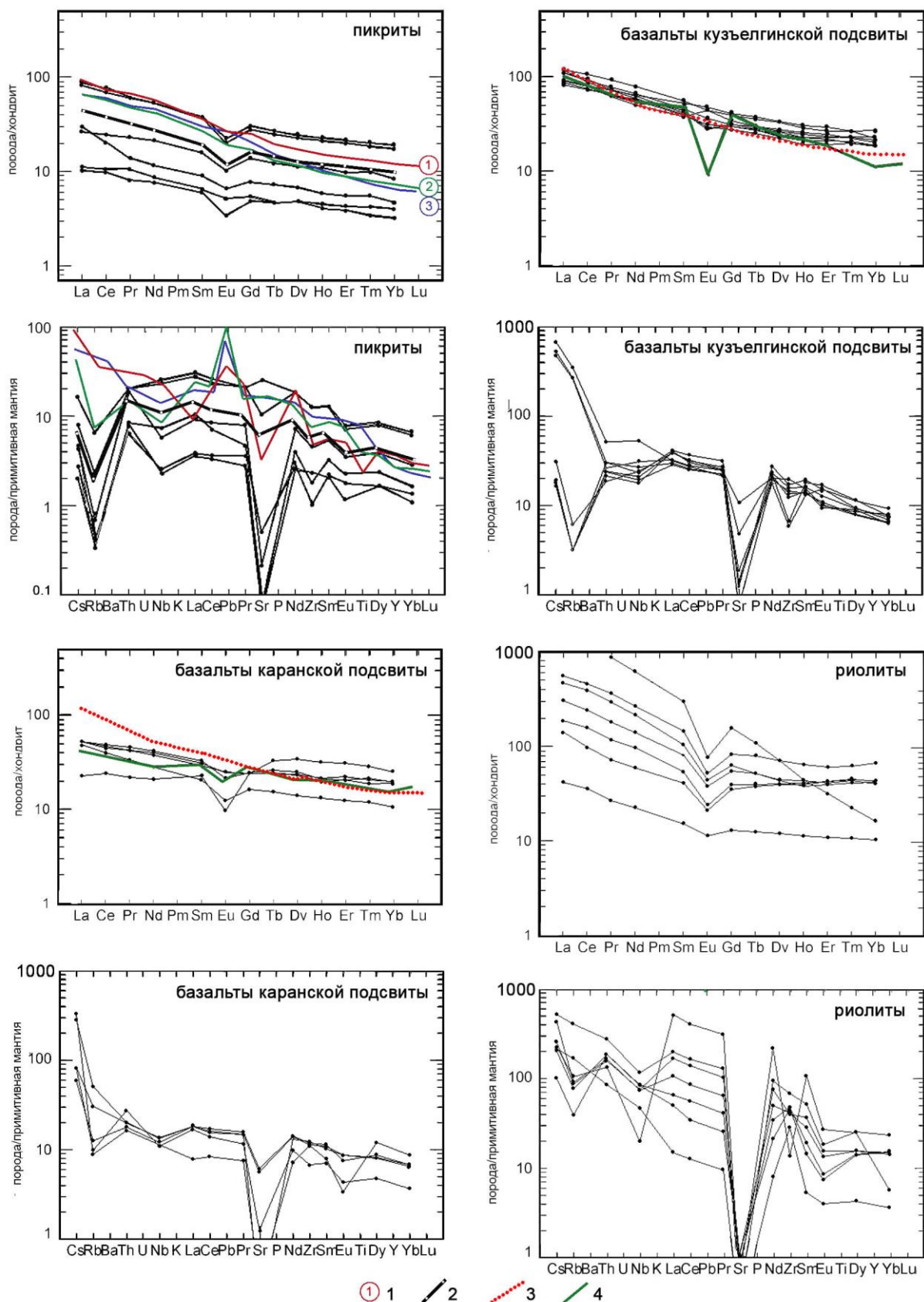


Рис. 4. Графики нормализованных содержаний РЗЭ и спайдер-диаграммы для магматических пород Шатакского комплекса: 1 – пикритовые комплексы Башкирского мегантиклинория (1 – Шуйдинский комплекс, 2 – Лапыштинский комплекс, 3 – Мисаелгинский комплекс) по [2] ; 2 – средний состав пикритов Шатакского комплекса; 3 – внутриплитные базальты (субщелочные оливиновые базальты, вулканический центр Бойна, Эфиопия по [6]; 4 – базальты машакской свиты по [5]. Хондрит и примитивная мантия по [8].

Сравнительный анализ основных пород из кузьелгинской и каранской подсвиты показывает, что первые содержат большее количество РЗЭ почти в 2 раза (146.79 г/т – базальты кузьелгинской подсвиты; 70.29 г/т – базальты каранской подсвиты), для них характерна большая дифференцированность РЗЭ (La_n/Lu_n – 39.61 и 13.56, соответственно; Ce_n/Yb_n – 30.62 и 11.69, соответственно). Дифференцированность лёгкой и тяжёлой групп редкоземельных элементов в кузьелгинских базальтах также значительно выше, чем в каранских (La_n/Sm_n – 17.94 и 8.77, соответственно; Sm_n/Yb_n – 16.38 и 8.23, соответственно). На графиках нормализованных содержаний РЗЭ (см. рис. 4) видно, что эти тенденции характерны и для базальтов Машакской структуры, из чего следует, что эти различия имеют генетическую природу. Сравнение обеих разновидностей с субщелочными оливиновыми базальтами вулканического центра Бойна (Эфиопия), как с представителями типичных рифтогенных образований показывает, что базальты кузьелгинской подсвиты как Шатакского, так и Машакского комплексов практически полностью им идентичны, в то время как базальты каранской подсвиты и Шатакской и Машакской структур характеризуются меньшим количеством лёгкой группы РЗЭ, меньшей дифференцированностью элементов и чётко проявленным европиевым минимумом.

Определённая специфика в распределении редкоземельных элементов характерна и для риолитов (см. рис. 4). Им присущи высокие содержания РЗЭ (среднее – 533.75 г/т, при разбросе значений от 60.81 г/т до 1605.75 г/т), значительная дифференцированность (La_n/Lu_n – 22.14; Ce_n/Yb_n – 13.85) при относительно слабо проявленной дифференцированности в группе лёгких (La_n/Sm_n – 3.72) и тяжёлых РЗЭ (Sm_n/Yb_n – 4.02). Кроме того, для них, также как и для пикритов и базальтов, характерны чётко проявленные европиевый и стронциевый минимумы.

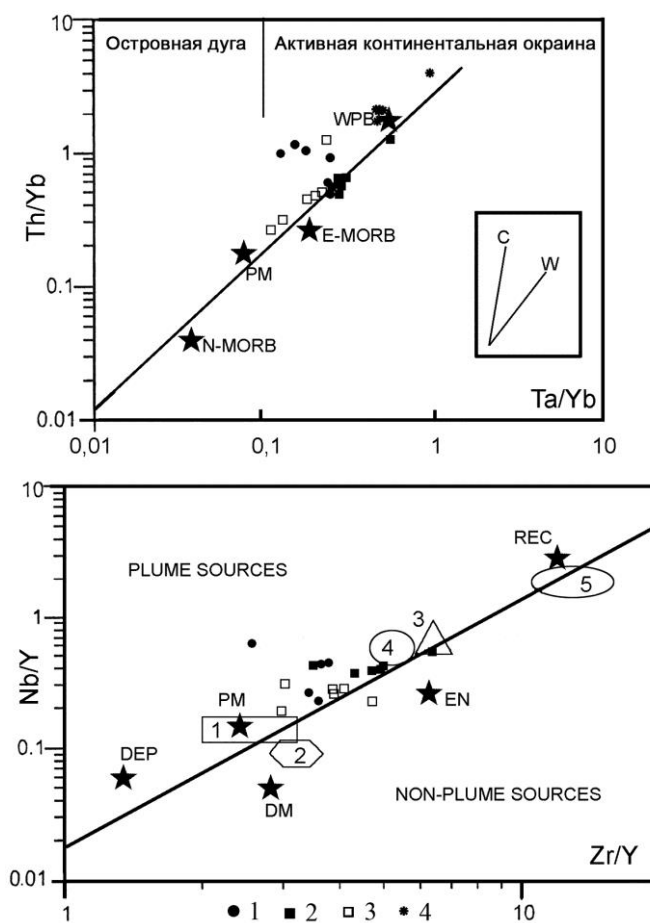


Рис. 5. Положение точек составов магматических пород Шатакского комплекса на диаграммах Th/Yb – Ta/Yb и Nb/Y – Zr/Y : 1 – пикриты; 2 – базальты кузьелгинской подсвиты; 3 – базальты каранской подсвиты; 4 – риолиты.

На диаграмме Th/Yb–Ta/Yb (рис. 5) магматические породы Шатакского комплекса располагаются вдоль главной последовательности между точками, характеризующими примитивную мантию и внутриплитные базальты, а наклон тренда эволюции состава магм по [7] свидетельствует о том, что они образовались в процессе внутриплитного (мантийного) обогащения литофильными элементами. При этом точки составов пикритов и риолитов располагаются вне общего тренда базальтоидов, что может свидетельствовать об их формировании в результате дифференциации расплава в промежуточной камере.

На диаграмме Nb/Y–Zr/Y (см. рис. 5) магматические породы Шатакского комплекса, также как и на предыдущей диаграмме, располагаются вдоль главной последовательности между точками, характеризующими примитивную мантию и титанистые пикриты и пикробазальты Печенги и Карелии, группируясь в поле плюмового источника магматизма.

Поля и точки составов пород эталонных обстановок для диаграммы Th/Yb–Ta/Yb по [4]: WPB – внутриплитные базальты (субщелочные оливиновые базальты, вулканический центр Бойна, Эфиопия по [6]; PM – примитивная мантия по [11]; E-MORB и N-MORB – составы «обогащенных» и «нормальных» базальтов срединно-океанических хребтов по [10]; для диаграммы Nb/Y–Zr/Y: DM – деплетированная мантия, PM – примитивная мантия, EN, REC – мантийные составы, обогащенные коровым веществом. Поля: 1 – низкотитанистые пикриты (коматииты) древних зеленокаменных поясов, 2 – низкотитанистые пикриты фанерозойских складчатых областей, 3 – титанистые пикриты и пикробазальты Печенги, 4 – то же района Ангозеро (Карелия), 5 – высокотитанистые пикриты (меймечиты) Гулинского комплекса (Сибирь).

Тренды эволюции составов магм по [7]: W – в процессе внутриплитного (мантийного) обогащения литофильными элементами; C – контаминации континентальной коры.

На диаграмме Lu/Hf–La/Sm (рис. 6) точки составов магматических пород Шатакского комплекса группируются вокруг тренда плавления шпинелевого перидотита, а среднее значение, рассчитанное для пикритов и базальтов кузьелгинской и каранской подсвит, располагается непосредственно на самом тренде. Примечательным является то, что точки, характеризующие пикриты Мисаелгинского и Лысогорского комплексов, представляющие собой мантийный расплав, раскристаллизовавшийся в коровых условиях [3], группируются на тренде плавления гранатового перидотита, а пикриты Лапыштинского комплекса, относимые к среднему рифею [1, 2] "тяготеют" к шатакским магматическим породам.

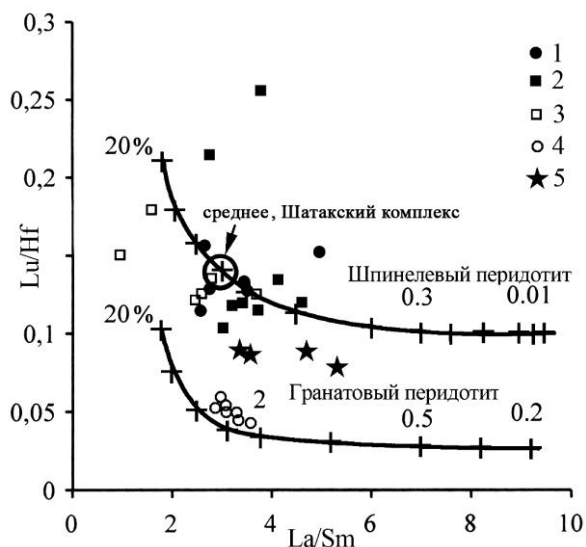


Рис. 6. Диаграмма Lu/Hf–La/Sm по [9] для магматических пород Шатакского комплекса и пикритов Башкирского мегантиклинория: 1 – 3 – Шатакский комплекс (1 – пикриты, 2 – базальты кузьелгинской подсвиты, 3 – базальты каранской подсвиты); 4 – пикриты Мисаелгинского и Лысогорского комплексов; 5 – пикриты Лапыштинского комплекса. 4, 5 по [2].

Таким образом, приведённый выше материал свидетельствует о том, что магматические породы Шатакского комплекса (пикриты, базальты, риолиты) являются продуктом эволюционного развития (дифференциации) расплава в промежуточном очаге. Специфика процесса заключается в том, что:

– пикриты и базальты кузьелгинской подсвиты сформировались из недифференцированного расплава, в то время как базальты каранской подсвиты образовались из расплава обеднённого рядом компонентов (лёгкой группой РЗЭ, в частности);

– геохимические характеристики риолитов свидетельствуют о том, что их генезис обусловлен процессами дифференциации и ассимиляции корового материала.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 17-45-020045.

Список литературы

1. *Алексеев А.А.* Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М.: Наука, 1984. 137 с.
2. *Ковалёв С.Г.* Новые данные по геохимии диабаз-пикритового магматизма западного склона Южного Урала и условия его формирования // Литосфера. 2011. № 2. С. 68–83.
3. *Ковалёв С. Г., Пучков В. Н., Высоцкий С. И., Ковалёв С. С.* Условия образования магматических пород при плюмовом процессе (на примере западного склона Южного Урала) // ДАН. 2017. т. 475. № 2. С. 171–175.
4. *Ланда Э.А., Марковский Б.А.* Особенности ультраосновного вулканизма в разных геодинамических обстановках // Вулканизм и геодинамика: Мат. IV Всеросс. симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, Т. 1, 2009. С.79–81
5. *Савельев Д. Е., Пучков В. Н., Ардисламов Ф. Р., Сначев В. И.* Вулканогенные породы машакской свиты среднего рифея: геология и петрогеохимия // Литосфера. 2009. № 4. С. 3–26.
6. *Barberi F., Ferrara G., Santacroce R.* A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallisation, the Boina centre (Afar rift, Ethiopia) // J. Petrol. 1975. № 1. P. 65–78.
7. *Chaplygin I. V., Mozgova N. N., Mokhov A.V., Koporulina E. V., Bernhardt H. J., Bryzgalov I.A.* Minerals of the system ZnS–CdS from fumaroles of the Kudriavy volcano, Iturup island, Kuriles, Russia // The Canadian Mineralogist. 2007. Vol. 45. P. 709–722.
8. *McDonough, W.F. and Sun, S.-S.* Composition of the Earth // Chemical Geology 120: 1995. P. 223–253. DOI: 10.1016/0009-2541(94)00140-4.
9. *Regelous V., Hofmann A.W., Aboushami W., Galer S.J.G.* Geochemistry of lavas from the Emperor Seamounts, and the geochemical evolution of Hawaiian magmatism from 85 to 42 Ma // J. Petrol., 2003. V.44. P. 113–140.
10. *Sun S.-S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for the mantle composition and processes // Magmatism in the oceanic basins. London: Geol. Soc. Spec. Publ., 1989. P. 313–345.
11. *Taylor S.R., McLennan S.M.* The continental crust; its composition and evolution. Cambridge: Blackwell, 1985. 312 p.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЖИЛЬНЫХ ПОРОД УЗЯНСКОГО КРАКА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Р.А. Гатауллин

Башкирский государственный университет, г. Уфа

ФГБУН Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа

Научный руководитель: д.г.-м.н. Д.Е. Савельев

e-mail: rusgatln97@mail.com

В настоящей работе рассматриваются минералогические, химические и структурные особенности жильной минерализации пород массива Узьянский Крак (рис. 1). Объектами исследования являются образцы основных пород, прорывающих мантийные лерцолиты, и их метасоматически изменённых разновидностей с различной вторичной минерализацией, образцы родингита и долерита. Основные задачи исследования: определить тип пород, их минеральный, химический состав и особенности отдельных минералов, слагающих эти породы. Актуальность работы обусловлена недостаточной изученностью петрографических и минералогических особенностей основных пород жильного типа, присутствующих в мантийном разрезе массива Узьянский Крак.

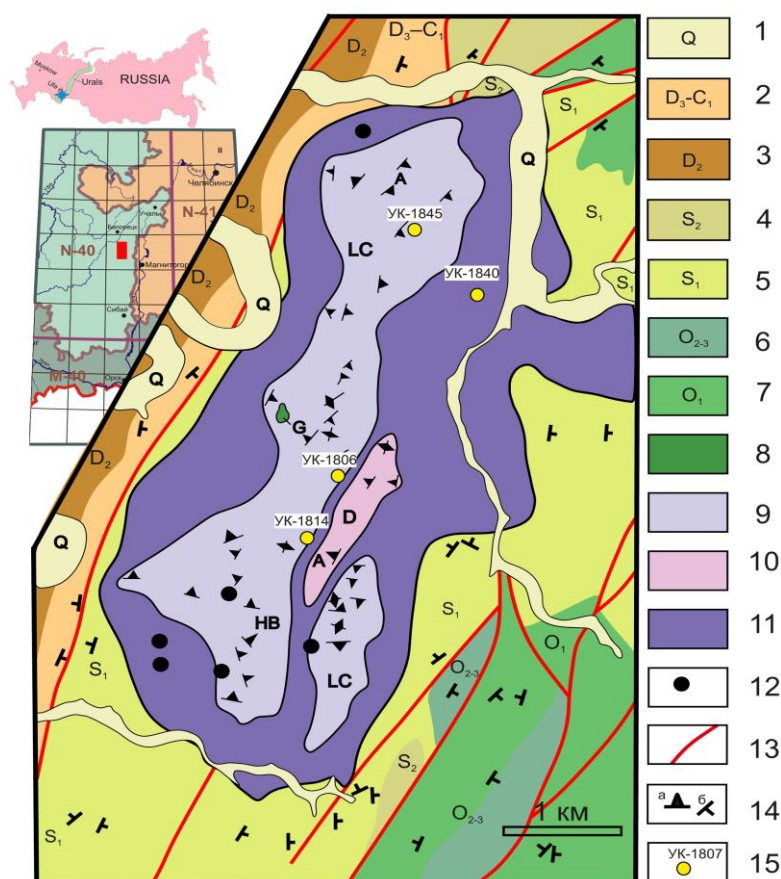


Рис. 1. Схема геологического строения массива Узьянский Крак и места отбора исследованных в данной работе образцов. Составлена с использованием данных работ [Савельева, 1987; Савельев и др., 2008]: 1 – четвертичные аллювиальные отложения, 2 – полимиктовые песчаники, алевролиты, 3 – известняки, 4 – доломиты, 5 – глинистые сланцы, 6 – кварцевые песчаники и гравеллиты, 7 – глинистые сланцы, 8 – габбро, 9 – шпинелевые перидотиты, 10 – шпинелевые перидотиты с выделениями дунитов, 11 – серпентиниты, 12 – проявления хромитов, 13 – разрывные нарушения, 14 – элементы залегания: а – полосчатости в ультрамафитах; б – слоистости во вмещающих породах, 15 – точки отбора образцов

Массив Узянский Крака преимущественно сложен шпинелевыми перидотитами, типичными для “мантийных разрезов” офиолитовых комплексов. Структуры пород в большинстве случаев несут информацию об имевших место в ходе формирования массива процессах пластического течения вещества гипербазитов [Савельев и др., 2008]. Подчинённым распространением среди них пользуются дуниты и жильные породы основного состава: пироксениты, габбро, долериты и их изменённые разновидности.

Автором были исследованы образцы из коллекции Савельева Д.Е., отобранные при маршрутных исследованиях в сезоне 2008 г. Они представлены изменёнными гранатовыми пироксенитами (УК-1814), долеритом (УК-1845), и родингитом (УК-1840-3). Гранатовые пироксениты обнажаются в центральной части массива, образуя серию скальных выходов на перемычке водораздельной части хребта. Дайки долеритов и габбро-диабазов спорадически встречаются по всей площади массива Узянский Крака как в виде небольших грибовидных возвышений, так и в виде элювиальных развалов.

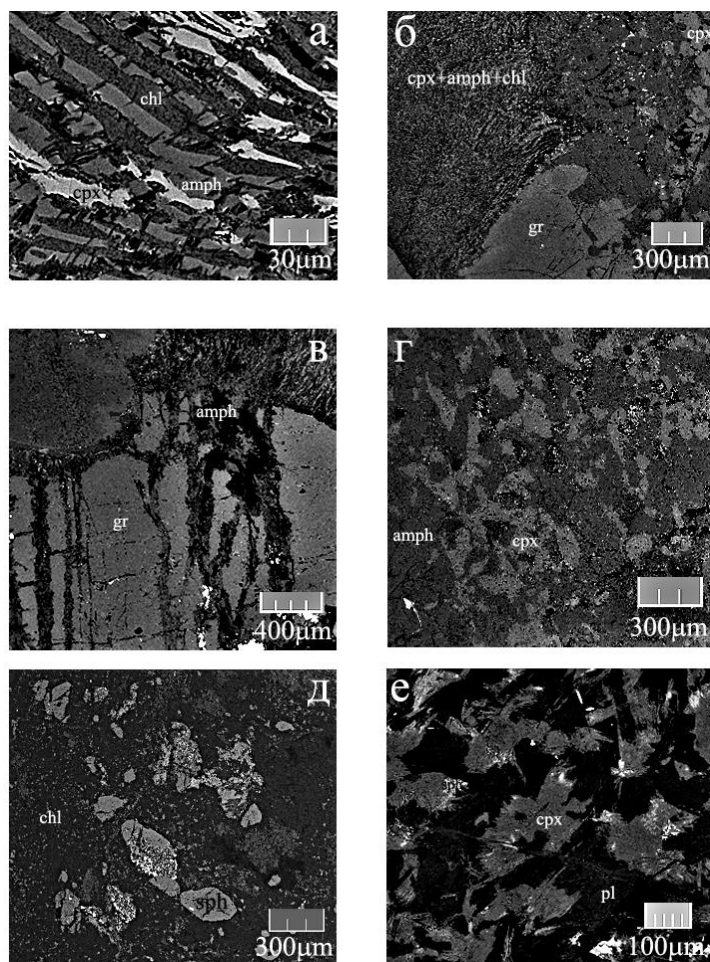


Рис. 2. Электронно-микроскопические снимки жильных пород Узянского Крака: а), б) – изменённый амфиболсодержащий пироксенит (образец УК-1814-1), в) – гранатовый пироксенит (образец УК-1814), г) – амфиболлизированный пироксенит (образец УК-1806-1), д) – родингит (образец УК-1840-3), е) – долерит (образец УК-1845)

Большинство исследованных жильных пород представлено пироксенитами (рис. 2, а–г) (образцы УК-1806-1, 1814, 1814-1) с различной степенью вторичной минерализации, от почти не проявленной до 70–80 об.%. Основными породообразующими минералами выступают клинопироксен, плагиоклаз, роговая обманка. Вторичные минералы, представлены амфиболом, хлоритом, магнетитом. Структуры пироксенитов можно охарактеризовать как порфировидные и гранобластовые, текстура неоднородная. Минералогический состав пироксенитов варьирует в следующем диапазоне: пироксен от 20

до 95 об.%, плагиоклаз до 5 об.%, амфибол до 70 об.%, хлорит до 6 об.%, магнетит до 4 об.%. Пироксен представлен таблитчатыми кристаллами размером от 0.1 мм до 4 мм, составляющими основной объём породы. В некоторых крупных кристаллах пироксена проявлена деформация и неоднородное погасание отдельных блоков, что говорит об их разориентировке. Разнообразны и соотношения сторон в зёрнах пироксена – от 1:1 до 1:3. В местах наибольшей деформации в некоторых шлифах имеются неомасла пироксена. В амфиболсодержащем пироксените амфибол также деформирован, присутствует в виде призматических зёрен и их фрагментов с чешуеподобными формами отдельностей в кристаллах, зачастую удлинённых, их размеры варьируют от 0.2 до 1.8 мм. Также обнаружены мелкие проявления рудного материала, определённого как магнетит.

Таблица 1

Химический состав плагиоклазов из долерита УК-1845 (мас.%)

№ обр.	УК-1845			
SiO ₂	49.31	49.47	49.16	48.70
Al ₂ O ₃	32.22	31.83	32.38	32.72
FeO	0.64	0.76	0.75	0.62
MgO	–	0.42	–	–
CaO	14.90	14.15	14.56	15.11
Na ₂ O	2.92	3.37	3.14	2.84
Формульные коэффициенты в пересчёте на 8 атомов кислорода				
Si	2.257	2.264	2.251	2.231
Al	1.735	1.714	1.744	1.764
Fe	0.024	0.029	0.029	0.024
Mg	–	0.029	–	–
Ca	0.731	0.694	0.714	0.742
Na	0.259	0.299	0.278	0.252

Родингиты обнаружены в восточной краевой части массива (образец УК-1840-3). Они образуют тела овальной либо неправильной формы среди хризотилowych серпентинитов. Родингиты Узьянского Крака состоят из клинопироксена, граната, хлорита, амфибола, сфена, циркона, апатита, ильменита. Породы имеют структуру, которую можно характеризовать как нематобластовая с элементами порфирохлассической. Текстура неоднородная, пятнистая. Слагающие основную массу пироксен и амфибол встречаются в виде ксеноморфных зёрен размером от 0.2 до 0.8 мм. Замечена частичная разориентация блоков, что выражено в их неравномерном погасании. Сфен присутствует в виде субидиоморфных зёрен размером 0.2–0.1мм. Рельеф высокий, высокая интерференционная окраска, погасание прямое. Гранат гипидиоморфен и имеет 6 граней, не имеет спайности, рельеф высокий, зёрна размером 0.2 – 0.3 мм. Основная масса, она же служит и цементом между зёрнами других минералов, представлена хлоритом. У минерала низкий рельеф, аномальная интерференционная окраска. Акцессорные минералы имеют довольно широкое распространение, особенно часто встречается ильменит ($\text{Fe}_{0.88}\text{Mn}_{0.07}\text{Ca}_{0.01}\text{Al}_{0.01}\text{Si}_{0.02}\text{Ti}_{0.99}\text{O}_3$), с ним ассоциирует апатит, сфен ($\text{Ca}_{0.99}\text{Fe}_{0.01}\text{Al}_{0.05}\text{Ti}_{0.94}\text{Si}_{1.02}\text{O}_5$) и реже циркон ($\text{Zr}_{1.01}\text{Fe}_{0.02}\text{Hf}_{0.01}\text{Si}_{0.97}\text{O}_4$).

Долериты изучены на примере наиболее свежего образца, отобранного в северной части массива (УК-1845). Их основной породообразующий минерал – плагиоклаз, по химическому составу он соответствует битовниту (Ab=27.4%) (табл. 1). Вторичная минерализация представлена роговой обманкой, лейкоксеном. Структура долерита офитовая, текстура массивная. В состав долерита входят: плагиоклаз до 50 об.%, роговая обманка 45

об.%, лейкоксен около 5 об.%. Плагноклаз в долерите представлен длинно-призматическими кристаллами размерами 0.02 – 0.33 мм. Роговая обманка окрашена в коричневато-зелёный цвет с заметным плеохроизмом, образует призматические кристаллы. Рельеф высокий, выражена шагреновая поверхность. Лейкоксен представляет собой землистые тёмно-коричневые агрегаты с нечёткими границами и размерами зёрен от 0.55 мм до 0.2 мм.

Единственным сквозным минералом, встречающимся во всех изученных разновидностях жильных пород, является моноклинный пироксен (табл. 2). Его состав изменяется в довольно значительном диапазоне – от почти чистого диопсида (УК-1814/1 и УК-1806-1) до высокожелезистых разновидностей (УК-1840-3). В образцах УК-1814, УК-1814/1 первичный пироксен часто замещается амфиболом и хлоритом, формируя структуры, схожие с симплектитовыми, но имеющие эпигенетическое происхождение.

Таблица 2

**Химический состав пироксенов из жильных пород
массива Узянский Крака (мас.%)**

№ обр.	УК-1814-1		УК-1806-1		УК-1840-3		УК-1845	
SiO ₂	52.3	53.1	53.7	52.7	52.1	49.8	48.7	53.7
TiO ₂	–	–	–	–	–	–	1.0	–
Al ₂ O ₃	3.1	2.0	1.0	2.1	–	1.5	5.4	6.1
FeO	5.8	5.5	3.9	5.7	13.2	20.5	25.7	12.9
MnO	–	–	–	–	0.9	1.1	0.6	–
MgO	16.9	16.4	16.8	16.7	10.8	9.1	8.6	16.2
CaO	21.9	23.0	24.6	22.8	23.0	17.9	9.1	11.2
Na ₂ O	–	–	–	–	–	–	0.8	–
K ₂ O	–	–	–	–	–	–	0.2	–
Формульные коэффициенты в пересчёте на 6 атомов кислорода								
Si	1.916	1.948	1.965	1.936	1.994	1.950	1.899	1.950
Ti	–	–	–	–	–	–	0.029	–
Al	0.135	0.088	0.043	0.089	–	0.071	0.248	0.262
Fe	0.176	0.167	0.120	0.173	0.420	0.669	0.835	0.389
Mn	–	–	–	–	0.028	0.037	0.019	–
Mg	0.931	0.902	0.921	0.922	0.622	0.537	0.501	0.884
Ca	0.860	0.903	0.965	0.899	0.941	0.752	0.379	0.434
Na	–	–	–	–	–	–	0.063	–
K	–	–	–	–	–	–	0.012	–

Таким образом, проведённые петрографические и минералого-геохимические исследования показали, что жильные породы массива Узянский Крака варьируют по составу от долеритов до гранатовых пироксенитов. Вторичные изменения их ведут к образованию родингитов, обогащённых редкими элементами, что отражается в присутствии в значительных количествах аксессуариев – апатита, ильменита, циркона.

Список литературы

1. Савельев Д.Е., Сначёв В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А. Геология, петрогеохимия и хромитонность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: “ДизайнПолиграфСервис”, 2008. 320 с.
2. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 230 с.

СУЛЬФИДНАЯ И СУЛЬФАТНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

О.В.Гракова

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

e-mail: ovgrakova@geo.komisc.ru

Рудная минерализация в верхнепротерозойских отложениях Полярного Урала изучена слабо. Установление генезиса рудных минералов представляет большой интерес для определения закономерностей рудообразования и выявления промышленно значимых объектов на севере Урала. Нами были изучены отложения няровейской серии, расположенные в Централльно-Уральской структурно-формационной мегазоне Полярного Урала. Они представлены нижней верхнехарбейской и верхней минисейшорской свитами. Верхнехарбейская свита преимущественно распространена в западном обрамлении Харбейско-Марункеуского антиклинорного блока-террейна [1] в виде отдельных полос север-северо-восточного простирания шириной 2–6 км общей протяжённостью более 50 км. Свита сложена метаморфизованными терригенно-осадочными отложениями: переслаивающимися слюдяно-кварц-полевошпатовыми кварцитопесчаниками и гравелитами с подчинёнными пластами и пачками хлорит-слюдяно-кварц-альбитовых, хлорит-серицит-альбит-кварцевых, графитоидных сланцев, редко линзами кварцитов и мраморов. Мощность свиты составляет 400–500 м. Минисейшорская свита распространена в междуречье рр. Щучья и Байдарата, в бассейне р. Лонготъеган и в междуречье рр. Бол. Хадата и Щучья. Она представлена метабазами, филлитовидными эпидот-хлорит-амфиболовыми, эпидот-альбит-хлоритовыми и магнетитовыми сланцами с подчинённым развитием углеродистых и карбонатных разностей. В сланцах содержатся прослои, пласты и пачки кварцитовидных алевролитов, кварц-альбитовых алевропесчаников, иногда встречаются прослои и пласты светлых кварцитов. Мощность свиты 1200–1400 м [4, 7]. Метаморфиты няровейской серии образовались в условиях эпидот-мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации и нижней части эпидот-амфиболитовой фации при средних и повышенных температурах и умеренном давлении [3].

Нами было проведено U-Pb датирование детритовых цирконов из отложений няровейской серии LA-SF-ICP-MS методом, проведённым на базе одноколлекторного магнитно-секторного масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой Element XR и установки для лазерной абляции UP-213 в ГИН СО РАН. Изотопные исследования показали, что основная выборка датировок находится в интервале 2028.1–660.1 млн лет и составляет три возрастные группы с максимумами в значениях 1700, 1225 и 675 млн лет. Учитывая присутствие рифейских микрофитоцитов в вышележащих известняках немурьюганской свиты, нами был сделан вывод, что изучаемые породы не могут быть древнее, чем верхний рифей [8].

Пробы для исследований были отобраны по ручьям Няршор, Графитовый, Харчерузь и Ингилоръеган на Полярном Урале. Изучение рудной минерализации в аншлифах проводилось в ЦКП «Геонаука» ИГ Коми НЦ УрО РАН. Химические составы рудных минералов были получены с помощью сканирующего электронного микроскопа Tescan Vega 3 LMN с энергодисперсионной приставкой Instruments X-Max (аналитик С. С. Шевчук). Было получено более ста микрозондовых анализов.

В метабазах и метапелитах няровейской серии была установлена и изучена сульфидная и сульфатная минерализация. В метабазах наблюдается пирит, халькопирит, галенит, барит и англезит (рис. 1), а метаосадочные образования содержат пирит, халькопирит и сфалерит (рис. 2).

В метабазах няровейской серии пирит образует зёрна неправильной формы величиной около 600 мкм. На поверхности зёрен пирита и вдоль трещин развивается гидрооксид железа, в некоторых случаях почти полностью покрывая пирит (рис. 1 г).

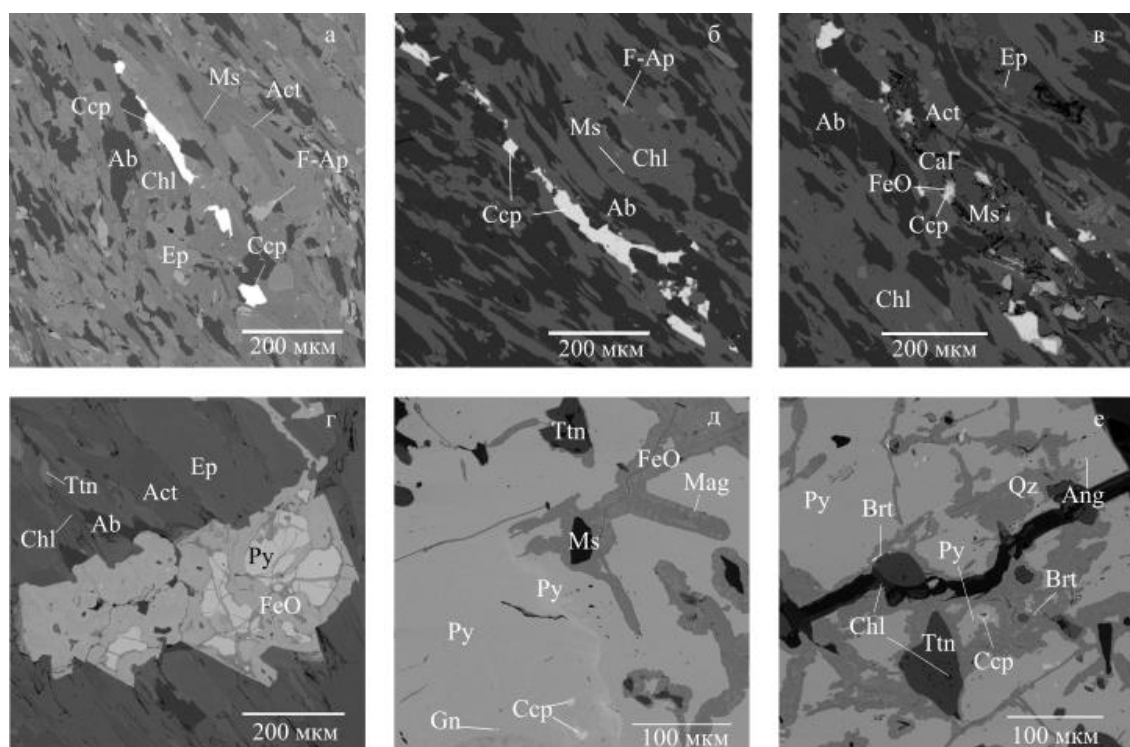


Рис. 1. Сульфидная минерализация в метабазальтах няровейской серии: а), б), в) – образования халькопирита (Ccp); г) – зерно пирита (Py) и вторичные образования FeO, развивающиеся по пириту; д), е) – включения халькопирита, галенита (Gn), барита (Brt) и англезита (Ang) в пирите. Ab – альбит, Chl – хлорит, Ms – мусковит, Act – актинолит, Ep – эпидот, F-Ap – фторапатит, Ttn – титанит, Mag – магнетит, Qz – кварц. Сокращения минералов приняты в соответствии с [9].

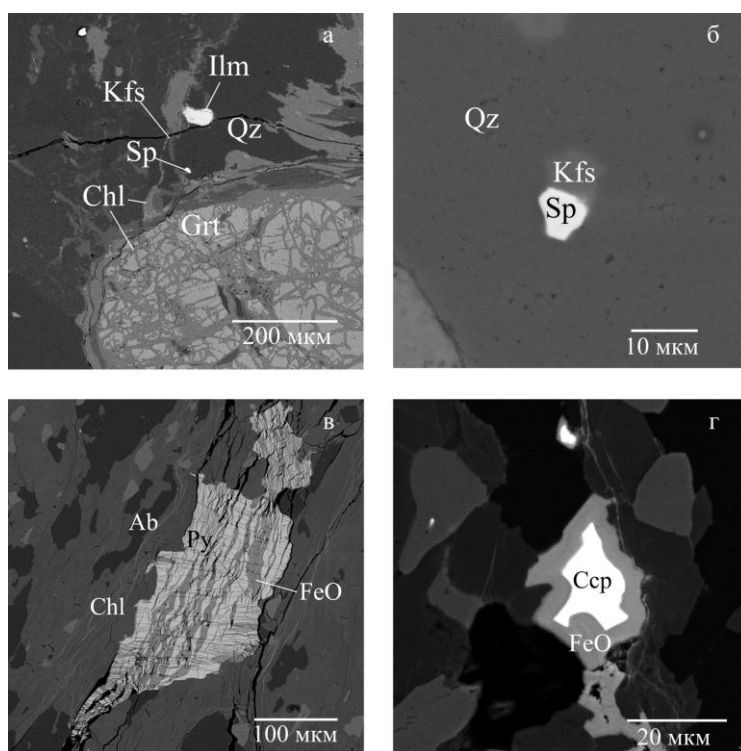


Рис. 2. Сульфидная минерализация в метапелитах няровейской серии: а), б) – включения сфалерита (Sf) в кварце (Qz); в) – пирит (Py) и вторичные образования FeO, развивающиеся по пириту; г) – включения халькопирита (Ccp). Ab – альбит, Chl – хлорит, Kfs – калиевый полевой шпат, Ilm – ильменит, Grt – гранат. Сокращения минералов приняты в соответствии с [9].

В пирите присутствуют включения халькопирита размерами до 20 мкм и единичные зёрна галенита размером до 5 мкм (рис. 1 д, е). В химическом составе пирита отмечается примесь никеля, кобальта и мышьяка (табл. 1). Соотношение содержаний этих элементов в пирите является чувствительным показателем генезиса, физико-химических условий минералообразующей среды, зональности [6]. Пирит, богатый мышьяком, наиболее благоприятен для концентрации золота. В пиритах из отложений няровейской серии содержание As составляет 0.26–3.93 атом. %. Золото в пирите обычно находится в виде отдельных микровключений размером менее 100 нм, не фиксируемых оптическими и сканирующими электронными микроскопами [5]. Следовательно, можно предположить присутствие Au в пиритах из metabazaltov няровейской серии, его включение в структуру минерала могло осуществляться совместно с As. В пирите наблюдаются редкие включения барита размером до 5 мкм (рис. 1 е). Химический состав барита (мас. %): SiO₂ – 1, SO₃ – 35.6, CaO – 0.49, TiO₂ – 2.29, FeO – 5.13, Co₂O₃ – 0.14, SrO – 2.44, BaO – 53.25, PbO – 4.76. Помимо основных компонентов в барите присутствуют Sr, Ca и макрокомпонент PbO (англезобарит) в барите. В пирите отмечаются микровключения англезита (рис. 1 е). Известно, что барит сохраняется лишь на ранних стадиях метаморфизма, в поверхностных условиях он сравнительно устойчив, англезит – минерал зон окисления сульфидов [2].

Халькопирит из metabazaltov няровейской серии представлен отдельными зёрнами, размером до 50 мкм, скоплениями зёрен в виде прожилков размером до 250 мкм и точечных микровключений в пирите (рис. 1). Химический состав халькопирита в metabazaltax няровейской серии приведён в таблице 1. Встречаются более мелкие зерна халькопирита, по границам которых развивается гидрооксид железа (рис. 1 в).

Таблица 1

**Химический состав халькопиритов из metabazaltov и метапелитов
няровейской серии, атом. %**

Элемент	metabazaltы							метапелит
№ анализа	1	2	3	4	5	6	7	8
O	-	5.03	4.92	-	-	-	-	-
S	50.89	48.88	47.8	50.26	50.71	50.35	50.36	51.1
Fe	24.75	23.93	24.59	25.72	25.21	25.26	25.37	25.06
Cu	24.36	22.16	22.69	24.02	24.08	24.4	23.91	23.84
Ca	-	-	-	-	-	-	0.35	-
Сумма:	100	100	100	100	100	100	99.99	100

В метапелитах няровейской серии пирит представлен неправильными зёрнами с нечёткими краями размером до 350 мкм (рис. 2 в). На поверхности зёрен отмечаются секущие полосы гидрооксида железа, замещающие пирит. Химический состав пирита представлен в таблице 2. В отличие от metabazaltov в химическом составе пирита из метаосадочных образований отсутствуют примеси. Известно, что для пиритов из осадочных отложений характерно присутствие элементов-примесей, но в процессе метаморфогенной перекристаллизации происходит самоочистка пирита от примесей [5].

Халькопирит в метапелитах няровейской серии наблюдается в виде образований неправильной формы с каёмкой вторичных образований гидрооксидов железа по краям (рис. 2 г). Химический состав халькопирита приведён в таблице 2. Сфалерит отмечается в виде единичных зёрен размером до 20 мкм (рис. 2 а, б). Химический состав сфалерита (атом. %): O – 3.95, Si – 0.45–0.79, S – 48.84–51.04, Fe – 3.92–4.41, Zn – 42.5–44.1. По химическому составу минерала виден избыток атомов серы (по сравнению с теоретическим значением до 33.6 атом. %), содержание железа достаточно высокое. Это может быть связано с глубиной и относительно высокой температурой минералообразования сфалерита [5].

Таблица 2

**Химический состав пиритов из метабазальтов и метапелитов
няровейской серии, атом. %**

Элемент	метабазальт						метапелит
№ анализа	1	2	3	4	5	6	7
Al	-	0.38	-	-			-
Ni	-	2.04	-	-			-
S	66.57	53.17	66.52	63.28	66.52	62.34	53.82
Fe	32.2	44.59	31.2	36.72	31.2	28.89	46.18
Co	1.23	-	2.02	-	2.02	4.84	-
As	-	-	0.26	-	0.26	3.93	-
Сумма:	100	100	100	100	100	100	100

В результате проведённых исследований можно сделать вывод о том, что формирование рудных минералов в сланцах няровейской серии – в метабазальтах и метапелитах – различалось и имело свои особенности. В метабазальтах при мобилизации тонкорассеянных сульфидов в результате метаморфизма пород образовался пирит. Барит и англезит образовались позднее в результате окисления пирита в приповерхностных условиях. Халькопирит возник в результате приповерхностных химических реакций. В парапородах няровейской серии пирит образовался в процессе осадконакопления. Затем, при метаморфизме пород, он очищался от примесей и в приповерхностных условиях замещался гидрооксидами железа. Образование халькопирита может быть связано с поздними окислительными процессами в приповерхностных условиях. Для метапелитов характерно присутствие метаморфического сфалерита.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований РАН № 18-5-5-19.

Список литературы

1. Глубинное строение Тимано-Североуральского региона / Отв. редактор А.М. Пыстин. Сыктывкар: Геопринт, 2011. 264 с.
2. Годовиков А.А. Минералогия. М.: Недра, 1983. 647 с.
3. Гракова О.В. Термодинамические условия метаморфизма верхнепротерозойских отложений Полярного Урала // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. № 6, Т. 270, 2017. С. 13-19.
4. Душин В.А., Сердюкова О.П., Малюгин А.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Листы Q-42-I, II. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 340 с.
5. Осовецкий Б.М. Типохимизм шлиховых минералов: Справочник. Пермь: Изд-во Перм. Унта, 2001. 244 с.
6. Сидоров А.А., Томсон К.Н. Рудоносность черносланцевых толщ: сближение альтернативных концепций // Вестник РАН, № 8, Т. 70, 2000. С. 719–724.
7. Уляшева Н.С. Геохимические особенности и геодинамическая обстановка формирования верхнепротерозойских отложений няровейской серии // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, . № 5, Т. 269, 2017. С. 20–31.
8. Уляшева Н.С., Пыстин А.М., Пыстина Ю.И., Гракова О.В., Хубанов В.Б. U–Pb LA-SF-ICP-MS датирование цирконов из верхнепротерозойских отложений Полярного Урала // Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием «Геодинамика, вещество, рудогенез восточно-европейской платформы и её складчатого обрамления». Сыктывкар, 2017. С. 223–224.
9. Whitney, D.L., & Evans, B.W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist, 95(1), 185-187. DOI: 10.2138/am.2010.3371.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ БОЛЬШЕИНЗЕРСКОЙ И СУРАНСКОЙ СВИТ НИЖНЕГО РИФЕЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ШЛИХОВОГО ОПРОБОВАНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

А.Г. Захарова, С.В. Мичурин, А.А. Шарипова

Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа

e-mail: anna_zakharova.ig@mail.ru

Отложения большеинзерской, суранской и юшинской свит нижнего рифея приурочены к Ямантаускому антиклинорию, который входит в состав Башкирского мегантиклинория (БМА). Они являются стратиграфическими аналогами отложений, соответственно, айской, саткинской и бакальской свит, развитых в северной части БМА [5]. Породы свит простираются в субмеридиональном направлении и занимают обширную территорию. Вместе с тем имеются только единичные публикации, в которых с той или иной степенью детальности затрагиваются вопросы их минералогии и геохимии [1, 3]. Сведения по минералогии отложений нижнего рифея Ямантауского антиклинория известны, главным образом, благодаря работам Н.Д. Сергеевой [6; 7, 8, и др.]. Большинство этих работ было опубликовано в конце прошлого столетия около 20–30 лет назад, когда часто основным геохимическим методом являлся приближенно-количественный спектральный анализ, уступающий по точности современным аналитическим методам.

Мы провели минералогическое и геохимическое изучение шлиховых проб, отобранных из аллювиальных отложений ручьев Бзяк (обр. М-1001) и Караелга (обр. М-1008), дренирующих породы большеинзерской свиты и бердагуловской подсвиты суранской свиты, соответственно. Ручьи являются водотоками реки Б. Авзян, которая входит в речной подбассейн р. Белая. Они протекают в Белорецком районе Республики Башкортостан в нескольких км севернее д. Исмакаево. Целью исследований являлось установление минералогического состава отложений и их геохимических особенностей. Кроме того, одной из задач изучения являлась оценка золотоносности аллювиальных отложений ручьев, поскольку они впадают в реку Б. Авзян, известную своими золотоносными россыпями, расположенными к югу от д. Исмакаево.

Пробы отобраны из неглубоких копушей в местах отмели. Вес просеянных (5 мм) проб составлял около 20–25 кг, а после промывки в лотках до серого шлиха – около 0.4–0.5 кг. Пробы делили на две части, одну из которых подвергали минералогическому анализу, а другую – геохимическому изучению.

Минералогический анализ проводился по стандартной методике [2]. Определение и отбор минералов проводили под бинокулярным микроскопом с последующим изучением выделенных монофракций рентгенофазовым анализом и под растровым электронным микроскопом. Геохимическое изучение включало следующие виды анализов: рентгенофлуоресцентный (РФА), атомно-абсорбционный, рентгеноспектральный с индуктивно связанной плазмой (ИСП АЭС) и определение химического состава отдельных минералов на растровом электронном микроскопе (РЭМ) JEOL JSM 7100F. Методика исследований описана нами ранее [4].

Большеинзерская свита подразделяется на нижнюю, среднюю и верхнюю подсвиты [5]. Нижняя подсвита (мощность 220 м) представлена кварцевыми мелкозернистыми песчаниками с прослоями доломитов, известняков и углеродисто-глинистых сланцев. Средняя подсвита (мощность 1150 м) сложена кварцевыми и полевошпат-кварцевыми среднезернистыми песчаниками с прослоями (0.1–0.2 м) углеродисто-глинистых сланцев, кварцевых алевролитов и мелкогалечных конгломератов. Верхняя подсвита (мощность 780 м) представлена переслаиванием кварцевых песчаников, доломитов и углеродисто-глинистых сланцев.

Суранская свита в нижней и верхней частях разреза сложена карбонатными породами, в средней – сланцами, алевролитами и песчаниками. Она подразделяется (снизу вверх) на

миньякскую, бердагуловскую, ангастакскую, сердаукскую и лапыштинскую подсвиты [5]. Миньякская подсвита (мощность 300–400 м) сложена, преимущественно, доломитами и известняками с маломощными прослоями низкоуглеродисто-глинистых и глинистых сланцев. Бердагуловская подсвита (мощность 400–550 м) представлена глинистыми, низкоуглеродисто-глинистыми и карбонатно-низкоуглеродисто-глинистыми сланцами с прослоями известняков и доломитов. Ангастакская подсвита (мощность 200–650 м) сложена кварцевыми алевролитами, глинистыми и серицит-кварцевыми сланцами, мергелями с прослоями известняков и доломитов. Сердаукская подсвита (мощность 200–600 м) представлена преимущественно глинистыми и низкоуглеродисто-глинистыми сланцами, алевролитами с прослоями известняков и доломитов. Лапыштинская подсвита (мощность 200–550 м) сложена известняками и доломитами с прослоями алевролитов, мелкозернистых песчаников и низкоуглеродисто-глинистых сланцев.

После разделения в бромформе проб М-1001 (200.3 г) и М-1008 (177.7 г) выделены лёгкая и тяжёлая фракции. Лёгкая фракция преобладает в обеих пробах, составляющая 97.4 и 70.5 мас. %, соответственно. В тяжёлой фракции выделены магнитная и немагнитная фракции. В результате разделения на электромагните немагнитной фракции были получены электромагнитная и неэлектромагнитная фракции (табл. 1).

Таблица 1

Вес выделенных классов в составе тяжёлой фракции проб М-1001 и М-1008

№ образца	магнитная	немагнитная	
		электромагнитная	неэлектромагнитная
М 1001 (р. Бзяк)	0.3 г (5.9 мас. %)	4.5 г (93.8 мас. %)	0.3 г (6.2 мас. %)
М 1008 (р. Караелга)	1.6 г (3.1 мас. %)	49.0 г (96.8 мас. %)	1.6 г (3.2 мас. %)

По результатам рентгенофазового анализа определены следующие минералы (в %) в шлиховой пробе М-1001 (большеинзерская свита): кварц (90–95), анортит (2–2.5), ортоклаз – 1–1.5, каолинит – 0.9–1.3, мусковит (0.8–1.3), титанит (1–1.2) гётит (0.5–1), рутил (0.4–0.8); в пробе М-1008 (бердагуловская подсвита суранской свиты): кварц (65.0–75.0), анортит (4.0), альбит (2.0), эпидот (2–2.5), доломит (0.5–0.7), мусковит (2–2.5), монацит (0.5–0.9), флюорит (0.2–0.4), циркон (0.2–0.4), гётит (5.0), гематит (2–2.5), рутил (1–1.2), титанит (1–1.2), магнетит (0.7–1), пирит (0.5–0.7).

При минералогическом изучении основную часть минералов легкой фракции обеих проб составляет **кварц**, который присутствует в виде желтоватых, молочно-белых, серых зерен, неправильной и угловатой формы. Наблюдаются прозрачные и полупрозрачные разности, часто слабоожелезненные. В тяжелой фракции были определены апатит, эпидот, флюорит, циркон, гетит, рутил, магнетит, пирит. Отсутствие в результатах рентгенофазового анализа апатита в обеих пробах и эпидота в пробе М-1001 объясняется их незначительным содержанием ($\leq 0.1\%$).

Апатит представлен бесцветными, прозрачными и полупрозрачными угловатыми обломками неправильной формы с шероховатой поверхностью. Качественная реакция на 10% раствор соляной кислоты и молибденовокислого аммония показывает присутствие фосфора в составе этого минерала. Размер зёрен апатита в пробе М-1001 колеблется от 0.07×0.13 до 0.18×0.25 мм.

Эпидот присутствует в угловато-окатанных неправильных формах и призматических обломках, иногда с вертикальной штриховкой. Цвет эпидота зеленый, желтовато-зеленый, фиштакково-зеленый. Иногда он содержит включения темноцветных минералов. Размер зерен в пробе М-1001 составляет от 0.18×0.19 до 0.42×0.75 мм, преимущественно 0.25×0.37 мм.

Циркон присутствует преимущественно в окатанных и полуокатанных зернах, округлой и сфероидальной формы. Размер зерен колеблется от 0.10×0.16 до 0.12×0.43 мм (обр. М-1001), от 0.12×0.16 до 0.36×0.60 мм (обр. М-1008). Большей частью встречаются

прозрачные и непрозрачные цирконы розового и красного цвета. В некоторых кристаллах наблюдаются газово-жидкие включения. В пробе М-1008 изредка присутствуют цирконы серого цвета, иногда с лиловым оттенком, а также наблюдаются призматические кристаллы циркона, которые относятся к цирконовому и гиацинтовому типам [7]. Их размер составляет от 0.11×0.26 до 0.17×0.42 мм.

Флюорит присутствует в редких зёрнах зелёного и тёмно-зелёного цветов, прозрачной и полупрозрачной разности неправильной формы. Размер зёрен в пробе М-1001 колеблется от 0.12×0.16 до 0.21×0.28 мм.

Гётит встречается в виде почковидных зёрен чёрного цвета.

Рутил наблюдается в удлинённой (столбчатой) форме, часто в призмах-«карандашиках» с вертикальной штриховкой на гранях и коленчатых двойниках, в основном со сростками. Цвет тёмный до чёрного (нигрин), реже – коричневый. Размер зёрен в пробе М-1001 варьирует от 0.18×0.31 до 0.21×0.85 мм, преимущественно 0.52×0.60 мм, а в обр. М-1008 – от 0.19×0.28 до 0.48×0.96 мм, преобладают зёрна размером 0.31×0.69 мм. Анализ зёрен рутила пробы М-1008 на растровом электронном микроскопе показывает, что в его составе часто отмечается примесь Cr ($0.12\text{--}0.75$ мас. %), в одном случае установлена примесь Mn (0.07 мас. %).

Пирит красновато-бурого цвета (лимонит?) наблюдается в кристаллах кубической сингонии. В пробе М-1008 присутствуют единичные «свежие» зёрна латунно-жёлтого цвета, а в образце М-1001 они встречаются значительно чаще размерами от 0.06×0.07 до 0.21×0.28 мм, преимущественно 0.07×0.13 мм.

В тяжёлой фракции пробы М-1001 помимо вышеописанных минералов определены актинолит и ильменит, которые не были выявлены рентгенофазовым анализом из-за крайне низкого содержания в образце.

Актинолит представлен зёрнами тёмно-зелёного цвета, пластинчатой, листоватой формы в основном со сростками. Размер зёрен от 0.21×0.37 до 0.78×0.93 мм, преимущественно 0.52×0.60 мм.

Ильменит присутствует в полуокатанных зёрнах тёмного цвета неправильной формы с гладкой поверхностью. Иногда на поверхности присутствуют налеты ожелезнения и сростки белого цвета. Размер зёрен от 0.18×0.19 до 0.42×0.75 мм, преобладают зёрна размером 0.25×0.37 мм.

Рентгенофазовый анализ отобранных 100 мг навесок зёрен этих минералов показал, что в составе сростков актинолита присутствуют (в %) клинохлор (23–27), кварц (15–20), титанит (10–15), рутил (4–7), ильменит – (9–10), гематит (5–6), рутил (4–5), гётит (3–4), кварц (3–4).

В тяжёлой фракции пробы М-1001 помимо вышеописанных минералов определены гранат, магнетит, золото.

Магнетит тёмного, почти чёрного цвета встречается в неправильных зёрнах и иногда в виде октаэдров. Часто покрывается охристо-жёлтым налётом лимонита.

Гранат представлен кристаллами додекаэдров и многогранников более сложной формы красного цвета. Размер зёрен варьирует от 0.21×0.25 до 0.34×0.39 мм.

Золото отмечено в двух тонких пластинках золотисто-жёлтого цвета, размерами 0.06×0.18 и 0.07×0.31 мм. Поверхность золотин неровная ямчатая. При большом увеличении на растровом электронном микроскопе с высоким (до 0.4 нм) пространственным разрешением поверхность золота выглядит слабоокатанной, ноздреватой и участками дендритообразной. Установлен состав золота: Au – 93.25–95.50 мас. % (среднее 94.27 мас. %, $n = 7$), Ag – 4.49–6.75 мас. % (среднее 5.73 мас. %) Au/Ag отношение в среднем равно 16.5. По химическому составу оно не схоже с золотом из рудопроявлений Авзянского рудного района [4].

По результатам геохимического изучения (табл. 2) в шлиховых пробах выявлены сравнительно высокие содержания Zr, что с точки зрения литологического состава омываемых ручьями пород, хорошо объясняется для пробы М-1001 (400 г/т), так как породы большеинзерской свиты представлены преимущественно песчаниками, и трудно объяснить

для пробы М-1008 (655 г/т), поскольку бердагуловская подсвита суранской свиты представлена в основном глинистыми сланцами. Вероятно, высокое содержания Zr в пробе М-1008 связано с тем, что ручей Караелга дренирует помимо сланцев дайки магматических пород. В пользу этого предположения говорит присутствие в ней цирконов гиацинтового типа. Кроме того, тренд распределения редких элементов в пробе близок к тренду как для сланцев суранской свиты, так и для интрузивных пород, выходы которых установлены в сравнительно близко расположенных ручьях Б. Ключ и Кургашля [4].

Таблица 2

Химический состав шлиховых проб М-1001 и М-1008 (мас. %), содержание в них редких и редкоземельных элементов (г/т)

элемент	М-1001		М-1008		элемент	М-1001		М-1008	
	РФА	ИСП АЭС	РФА	ИСП АЭС		РФА	ИСП АЭС	РФА	ИСП АЭС
SiO ₂	87.60	–	73.28	–	Ni	–	17.7	33.0	151.8
TiO ₂	0.53	0.37	1.33	0.93	Cu	41.8	16.0	58.2	79.6
Al ₂ O ₃	4.34	2.5	4.43	3.90	Zn	7.9	4.9	77.0	97.5
Fe ₂ O ₃	3.11	2.66	11.71	17.84	As	12.1	–	107.5	–
MnO	0.03	0.02	0.07	0.07	Rb	37.2	–	21.1	–
MgO	2.08	0.52	2.46	0.82	Sr	49.3	23.2	37.8	105.4
CaO	0.35	0.07	1.55	1.43	Y	20.4	18.7	33.0	35.5
Na ₂ O	0.27	0.09	0.27	0.20	Zr	400.3	–	654.8	–
K ₂ O	0.54	–	0.55	–	Nb	11.8	2.8	5.0	17.8
P ₂ O ₅	0.03	0.06	0.17	0.14	Mo	–	0.7	–	0.7
S _{общ}	0.01	–	0.03	–	Ba	177.5	127.0	458.3	246.7
ППП	1.09	–	3.55	–	La	–	46.1	–	146.0
сумма	99.96	–	99.39	–	Ce	–	86.6	–	306.2
Li		4.8	–	3.6	Pr	–	10.2	–	21.8
Be			–	1.5	Nd	–	44.5	–	114.9
Cl	30.5	–	–	–	Eu	–	2.5	–	7.4
Sc	14.4	2.0	15.7	6.4	Dy	–	5.3	–	8.4
V	57.2	33.3	164.3	138.8	Yb	–	0.7	–	3.9
Cr	40.1	43.0	112.6	202.6	Pb	47.4	6.8	48.5	46.2
Co	11.3	13.3	103.5	79.7	ΣREE	–	123.5	–	596.3

Проба М-1008 отличается повышенным содержанием Cr, Co, Ni, Zn, Pb, Y, а также редкоземельных элементов (РЗЭ), концентрация которых в сумме составляет около 600 г/т. Судя по установленному минералогическому составу шлиховой пробы, наиболее вероятными минералами-концентраторами лантаноидов являются апатит и монацит. Co и Ni, как сидерофильные элементы, имеющие высокое сродство с железом, вероятнее всего, связаны с железосодержащими минералами – гётитом, гематитом, и магнетитом, содержание которых, как и общее содержание Fe₂O_{3общ} в пробе, довольно высокое. Исходя из результатов энергодисперсионного анализа химического состава рутила, высокие концентрации Cr в пробе могут быть связаны с этим минералом.

Таким образом, минералогические шлиховые пробы, отобранные из ручьев Бзяк и Караелга, которые дренируют породы большеинзерской и суранской свит нижнего рифея, представлены кварцем (преобладает), полевыми шпатами, эпидотом, каолинитом, мусковитом, доломитом и акцессорными минералами. К ним относятся гётит, гематит, рутил, титанит, магнетит, пирит, монацит, флюорит, циркон. Преобладающим среди них минералом в пробе М-1001 является титанит (около 1%). В меньшей степени встречаются (по мере убывания) гётит, рутил, циркон. Основным акцессорным минералом пробы М-1008

является гётит (около 5%), реже (по мере убывания) встречаются гематит, рутил, титанит, магнетит, пирит, монацит, флюорит и циркон. По данным Н. Д. Сергеевой [8], породы нижнего рифея характеризуются турмалин-рутил-циркон-апатитовой ассоциацией, что отличается от наших данных. Вероятно, расхождение результатов связано с тем, что мы изучали не пробы-протоочки коренных пород, а аллювиальные отложения, в которых могли попасть акцессорные минералы не только осадочных, но и магматических пород. В связи с этим необходимо дополнительное изучение с привлечением большего количества аналитических данных.

По результатам геохимического изучения в пробах выявлено сравнительно высокое содержание Zr. В аллювиальных отложениях ручья Караелга обнаружены две слабоокатанные тонкие пластинки золота, в котором установлена высокая пробность (около 940) и Au/Ag отношение, в среднем равное 16.5, что несколько отличается от золота из рудопроявлений Авзянского рудного района. Здесь же установлены относительно большие концентрации Co, Cr, Ni, Zn, Pb, Y, а также РЗЭ, которые в сумме составляют около 600 г/т. Наиболее вероятными минералами-концентраторами лантаноидов являются апатит и монацит. Co и Ni, вероятнее всего, связаны с железосодержащими минералами (гётит, гематит, магнетит), Y – с цирконом, Cr – с рутилом, в котором установлена постоянная примесь хрома на уровне 0.12–0.75 мас. %. По сравнению с глинистыми сланцами суранской свиты концентрации металлов и лантаноидов в шлиховой пробе увеличены почти на порядок. Однако в целом тренд распределения химических элементов в ней наиболее близок к тренду глинистых сланцев, а также к тренду интрузивных магматических пород, выходы которых установлены в сравнительно близко расположенных ручьях Б. Ключ и Кургашля.

Благодарности. Авторы искренне признательны А.И. Василевскому за помощь при интерпретации данных рентгенофазового анализа.

Исследования выполнены в рамках темы № 0252-2016-0005 государственного задания ИГ УФИЦ РАН.

Список литературы

1. *Анфимов Л.В.* Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю. Урал). Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 1997. 290 с.
2. *Бакулина Л.П.* Шлиховое опробование и анализ шлиховых проб. Ухта, Изд-во ФГБОУ ВПО «УГТУ», 2014. 126 с.
3. *Гареев Э.З.* Геохимия осадочных пород стратотипического разреза рифея: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. М.: ГЕОХИ, 1989. 24 с.
4. *Захарова А.Г., Мичурин С.В., Шарипова А.А.* Минералогические и геохимические особенности отложений бердагуловской подсвиты суранской свиты нижнего рифея по результатам шлихового опробования (Южный Урал). 12-я Межрегиональная научно-практическая конференция, Уфа, 21–23 мая 2018 г. С. 227–237.
5. *Маслов А.В., Гареев Э.З.* Крупенин М.Т. Осадочные последовательности рифея типовой местности (ретроспективный обзор седиментологических, палеогеографических, литолого-минералогических и петрогеохимических исследований). Уфа: ГП «Принт», 1998. 225 с.
6. Нижний рифей Южного Урала / В.И. Козлов, А.А. Краснобаев, Н.Н. Ларионов, А.В. Маслов, Н.Д. Сергеева, Е.В. Бибилова, Л.А. Генина, Ю.Л. Ронкин. М.: Наука, 1989. 208 с.
7. *Сергеева Н.Д.* Сопоставление айской и большеинзерской свит нижнего рифея Башкирского мегантиклинория Южного Урала по акцессорным минералам // Верхний докембрий и палеозой Южного Урала (стратиграфия и литология). Уфа: БФАН СССР, 1982. С. 20–26.
8. *Сергеева Н.Д.* Минералогическая корреляция верхнедокембрийских образований Южного Урала: Автореферат канд. дис. Свердловск, 1989. 24 с.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ ПОРОД СУРАНСКОГО И ИНТУРАТОВСКОГО РАЗРЕЗОВ (БАШКИРСКИЙ МЕГАНТИКЛИНОРИЙ)

Ковалёв С.С.

ИГ УФИЦ РАН

e-mail: sgkv1984@gmail.com

В пределах Башкирского мегантиклинория широко распространены углеродсодержащие отложения. В виде горизонтов переменной мощности они установлены в бурзянской (RF₁) и юматинской (RF₂) сериях – в составе большеинзерской, суранской и юшинской свит нижнего рифея и практически во всех свитах среднего рифея. Но особый интерес, как с практической, так и с точки зрения изучения рудообразующих процессов, представляют углеродсодержащие породы, приуроченные к тектоническим зонам и пронизанные магматическими телами основного состава. В этих отложениях присутствуют разнообразные минеральные ассоциации и парагенезисы, которые позволяют с большой степенью надёжности реконструировать процессы изменения осадочных толщ и условия формирования рудных тел.

В данной работе приводятся материалы, полученные нами в период 2015–2017 годов, в которых дана детальная характеристика петрогеохимии пород Суранского и Интуратовского разрезов.

Содержания Li, Be, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, Te, Cs, Ba, REE, Hf, Ta, W, Tl, Pb, Bi, Th, U были получены методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Определения благородных металлов (Pt, Pd, Rh, Ru, Ir, Au) были выполнены методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP MS) в ЦИИ ВСЕГЕИ (аналитики В.А. Шишлов, В.Л. Кудрявцев; пределы обнаружения – 0.002 г/т).

Суранский разрез расположен вдоль дороги, соединяющей пос. Ишля с суранским месторождением флюорита. Изученная часть разреза (около 2 км) представлена углеродсодержащими сланцами, алевросланцами и карбонатными породами бердагуловской и ангастакской подсвит суранской свиты нижнего рифея (рис. 1). Разрез расположен в тектонически активной зоне, окаймляясь с востока и запада ветвями Караташского и Зюраткульского региональных разломов.

Сланцы и алевросланцы состоят из мелких (0.001×п–0.0001×п) обломков кварца от неокатанной остроугольной до слабоокатанной формы, многочисленных удлинённых чешуек серицита, табличек полевого шпата близкой размерности и гнездообразно-прожилковидных выделений хлорита. Породы рассланцованы с образованием директивных текстур, обусловленных расположением чешуек серицита. Наблюдаются тонкие нитевидные прожилки, сложенные серицитом, кварц-хлоритовым и биотит-кварцевым материалом. Углеродистое вещество встречается относительно редко в виде очень тонких прожилков либо сгустков неправильной формы, рассеянных по породе. Иногда фиксируется наложенная карбонатизация в виде небольшого количества очень мелких выделений карбоната (кальцита). Слоистость выражается в наличии тёмно- и светлоокрашенных слойков переменной мощности (от долей мм до 1–1.5 см), различия между которыми заключаются в большей размерности зёрен кварца в светлых прослоях и более мелкозернистым матриксом со значительным количеством бурых выделений углерода – в тёмных.

Магматические породы разреза представлены крупнозернистыми метаморфизованными габбро, первичные минералы которых – плагиоклаз и клинопироксен – сохранились в редких реликтах. Клинопироксен амфиболизирован и хлоритизирован, а плагиоклаз деанортитизирован и альбитизирован. Тела габбро имеют субогласные контакты с вмещающими породами, что позволяет предполагать их залегание в виде многоярусных пластовых (силловых) интрузий.

Экзоконтактовые породы представляют собой мелкозернистый эпидот-полевошпат-серицит-кварцевый агрегат с гнездообразными выделениями хлорита, по которому развиваются таблитчато-призматические субидiomорфные и идиоморфные кристаллы амфибола, образующие скопления неправильной формы. Во вмещающих породах наблюдаются мелкие (от долей см до 8–10 см) апофизы габбро-долеритов. Карбонатизация развивается локально, по прожилкам, формируя разномасштабные участки брекчированных пород. Карбонат представлен относительно крупнозернистым кальцитом либо его разнозернистыми агрегатами и сростаниями.

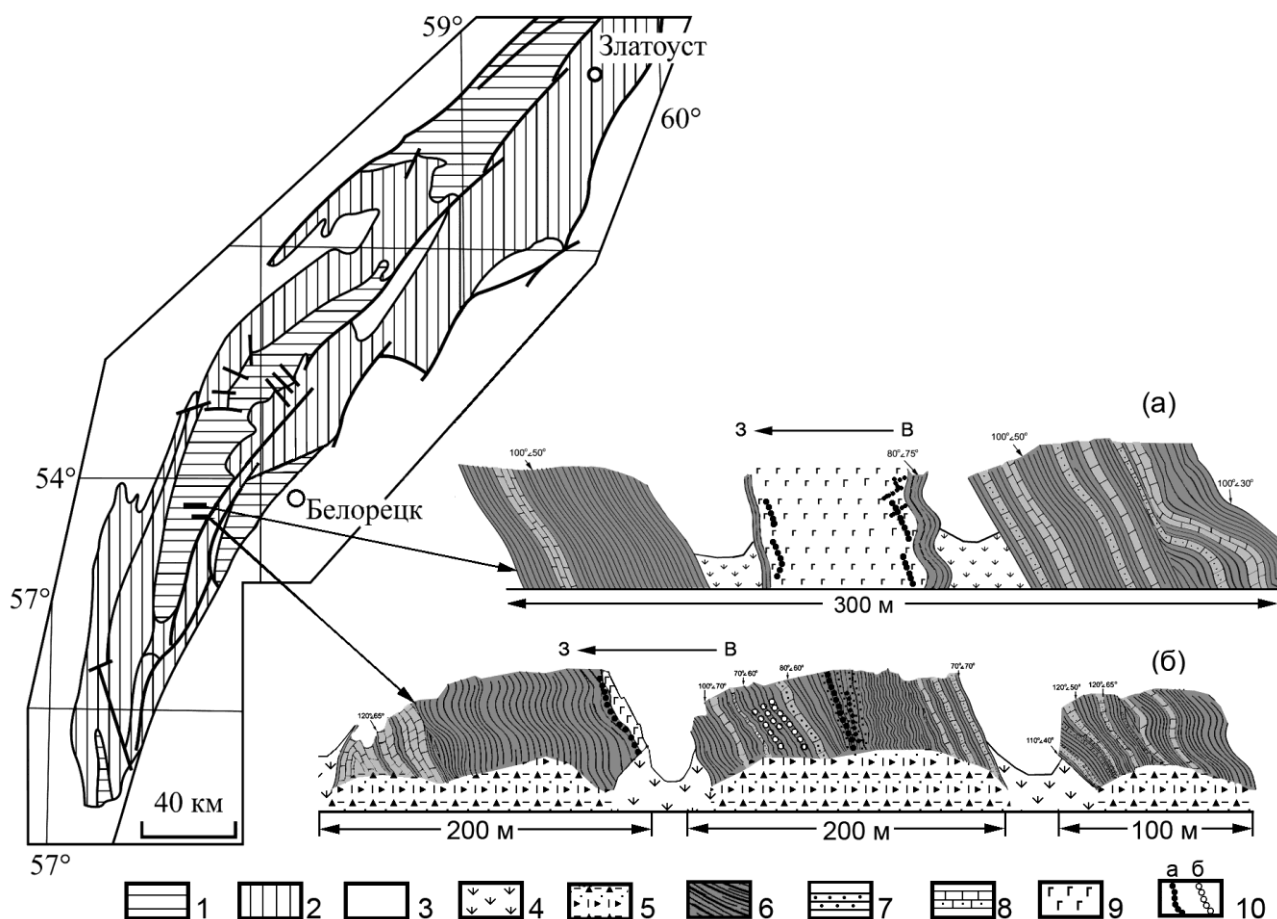


Рис. 1. Геологическая схема западного склона Южного Урала и строение Суранского (а) и Интуратовского (б) разрезов: 1 – нижнерифейские отложения нерасчлененные; 2 – среднерифейские отложения нерасчлененные; 3 – верхнерифейско-палеозойские отложения нерасчлененные; 4 – задернованные участки; 5 – осыпи; 6 – сланцы; 7 – алевросланцы, алевролиты, песчаники; 8 – карбонатные породы с переменным количеством терригенной составляющей; 9 – габбро, габбро-долериты; 10 – жилы и прожилки: а – кварцевые, б – кварц-карбонатные.

Разрез по руч. Интурат расположен в 3,5 км южнее пос. Ишля в правом борту руч. Интурат, в полосе развития отложений ангастакской подсвиты суранской свиты (RF₁). Он представлен переслаиванием тонко- и неяснополосчатых тёмно-серых углеродсодержащих сланцев с толстоплитчатыми, серыми и светло-серыми алевросланцами и алевропесчаниками.

Углеродсодержащие сланцы и алевросланцы, как правило, состоят из чередования светлых и тёмных слойков мощностью 1–1,5 мм и менее. Значительно реже встречаются прослои мощностью в первые см, сложенные однородным тёмно-серым (до чёрного) материалом пелитовой размерности. Очень часто они смяты в микроскладки, гофрированы и сильно раскливажированы.

Средне-мелкозернистые алевролиты и алевропесчаники массивной текстуры характеризуются наличием неравномернослоистых разновидностей. Размеры слоев колеблются в пределах от первых мм до первых см. Очень часто в отдельных слоях в качестве цемента фиксируется свежий прозрачный, иногда бурый и ожелезненный карбонат (доломит). Кроме того, встречаются биотит-кварцевые прожилки.

В породах разреза довольно широко распространены карбонатные и кварц-карбонатные прожилки. Первые, чаще всего, имеют резко секущий характер по отношению к слоистости и сланцеватости вмещающих пород и мощность от первых мм до 3–5 см.

Для пород Суранского и Интуратовского разрезов характерна своеобразная геохимическая специализация (рис. 2).

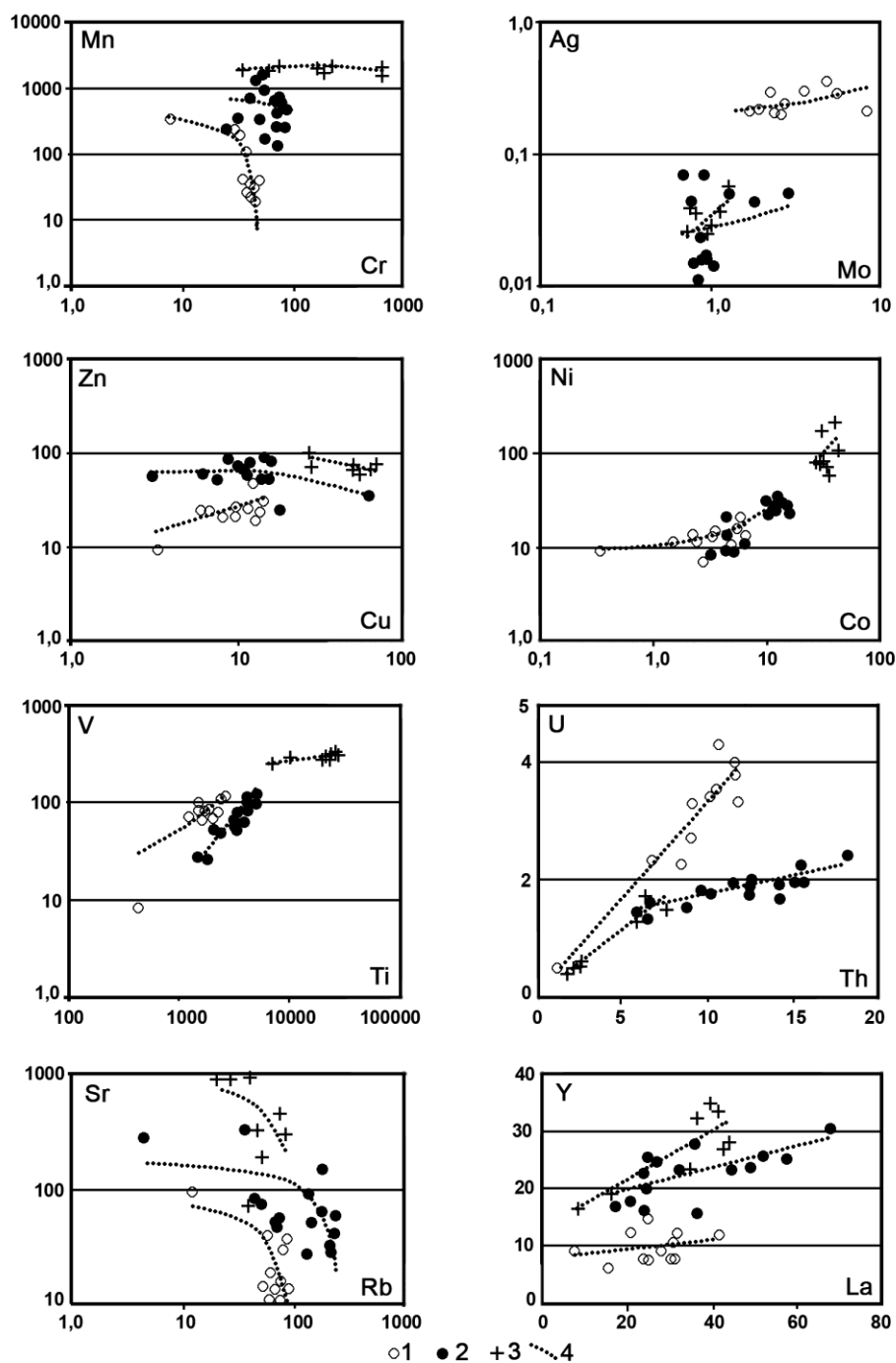


Рис. 2. Бинарные диаграммы для неизмененных отложений суранской свиты (1), пород Суранского и Интуратовского разрезов (2) и ассоциирующихся с ними габбро-долеритов (3). Пунктирные линии – линейные тренды. 1 – по [2].

По целому ряду элементов породы разрезов оказываются ближе (или занимают "переходное" положение на диаграммах) к магматическим образованиям, чем к неизменённым осадочным отложениям суранской свиты. В частности, из диаграмм Mn–Cr, Zn–Cu, Ni–Co и Sr–Rb (см. рис. 2) видно, что фигуративные точки содержаний этих элементов в породах Суранского и Интуратовского разрезов занимают промежуточное положение между трендами, характеризующими магматические породы и неизменённые породы суранской свиты. На диаграмме Ag–Mo (см. рис. 2) породы Суранского и Интуратовского разрезов и магматические породы образуют единое поле, в то время как для неизменённых пород суранской свиты характерны повышенные содержания серебра и молибдена. Кроме того, при сопоставимых количествах ванадия, для пород Суранского и Интуратовского разрезов характерно большее количество титана (см. рис. 2). Особый интерес представляют диаграммы U–Th и Y–La (см. рис. 2). Из анализа первой диаграммы видно, что тренд, характеризующий неизменённые отложения суранской свиты резко отличен от трендов магматических пород и образований Суранского и Интуратовского разрезов. Аналогичная картина изображена на диаграмме Y–La, из анализа которой следует, что магматические породы и образования Суранского и Интуратовского разрезов характеризуются большим количеством иттрия по сравнению с неизменёнными отложениями суранской свиты (см. рис. 2).

Отмеченные выше закономерности свидетельствуют о том, что геохимическая специализация пород Суранского и Интуратовского разрезов сформировалась при воздействии магматизма на осадочный субстрат.

Определённый интерес представляет сравнительный анализ содержаний и распределения благородных металлов в породах Суранского и Интуратовского разрезов и неизменённых отложений суранской свиты. Для низкоуглеродистых глинистых и карбонатно-глинистых сланцев Интуратовского разреза характерна родий-палладиевая специализация, в то время как для пород Суранского разреза и отложений суранской свиты платино-палладиевая. При этом Pt/Pd и ЭПГ/Au подвержены значительным вариациям (Pt/Pd – 0.08–0.12; ЭПГ/Au – 0.34–23.8 для отложений суранской свиты; Pt/Pd – 0.13–1.2; ЭПГ/Au – 0.8–6.4 для Суранского разреза и Pt/Pd – 0.17–0.18; ЭПГ/Au – 1.12–10.22 для пород Интуратовского разреза).

К специфическим особенностям геохимической специализации пород Интуратовского разреза относятся значительные по сравнению с континентальной корой концентрации Pd, Pt и Ir в кварцевых жилах, где их нормированные на континентальную кору содержания превышают аналогичные показатели для вмещающих пород по Pd почти в 6 раз, по Pt почти в 2.5 раза, а по Ir – более чем в 40 раз. При этом величины Pt/Pd_{среднее} как в низкоуглеродистых глинистых и карбонатно-глинистых сланцах, так и в секущих их кварцевых жилах, сопоставимы (соответственно 0.17 и 0.14). Наличие стабильно высоких содержаний иридия в единичных пробах Суранского и Интуратовского разрезов и смена платино-палладиевой специализации на палладий-платиновую свидетельствуют о значительной подвижности платиноидов в процессе метаморфогенного изменения пород разрезов.

Таким образом, приведённая выше характеристика геохимической специализации пород Суранского и Интуратовского разрезов свидетельствует о значительной подвижности ряда элементов при воздействии магматического расплава на осадочный субстрат. Описанная ранее в этих породах редкоземельная минерализация [1] позволяет рассматривать эти разрезы в качестве модельных объектов для изучения процессов рудообразования в углеродсодержащих толщах региона.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 17-45-020045.

Список литературы

1. Ковалёв С.Г., Ковалёв С.С., Высоцкий С.И. Торий-редкоземельная минерализация в докембрийских породах Башкирского мегантиклинория: видовое разнообразие и генезис // Записки Российского минералогического общества, № 5, Т. 146, 2017. С. 59-80.
2. Маслов А.В., Ножкин А.Д., Подковыров В.Н., Летникова Е.Ф., Туркина О.М., Гражданкин Д.В., Дмитриева Н.В., Ишерская М.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л., Гареев Э.З., Вещева С.В., Лепихина О.П. Геохимия тонкозернистых терригенных пород верхнего докембрия Северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 274 с.
3. Wedepohl K.H. The composition of the continental crust // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1995. V. 59. P. 1217–1239.

ОСОБЕННОСТИ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ОБРАЗОВАНИЯ ПАНИМБИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

Н.А. Некрасова¹, М.А. Рябуха², С.А. Сильянов¹

¹*Сибирский Федеральный Университет, г. Красноярск*

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

e-mail: natalja_nekrasova@mail.ru

Золоторудные месторождения Енисейского кряжа размещены в толщах углеродисто-терригенно-сланцевой формации, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой–эпидот-амфиболитовой фаций. На сегодняшний день нет единых взглядов на процесс формирования рудных объектов региона [2]. Одним из основных направлений исследований золоторудогенеза территории является изучение металлоносных флюидов [1–12].

Панимбинский рудный узел, объединяющий месторождения Михайловское и ручья Золотого, а также ряд рудопроявлений, расположен в центральной части Енисейского кряжа в бассейне р. Панимба. С оценёнными ресурсами в 5 млн. тонн Панимбинский рудный узел относится к первоочередным геологоразведочным проектам компании ПАО «Полус» — крупнейшего производителя золота в России.

В геологическом строении рудного узла принимают участие метаморфизованные карбонатно-терригенные отложения нижнего и верхнего протерозоя, прорванные интрузиями кислого состава. Рудные тела представлены углеродистыми сланцами нижней части разреза кординской свиты нижнего рифея с жилами и прожилками кварца, импрегнированными пиритом, пирротином и арсенопиритом. К магматическим образованиям рудного узла относятся гранитоиды Чиримбинского массива, который является юго-восточной частью Татарско-Аяхтинского комплекса. В структурном плане район представляет собой сложно построенную систему пликативных структур в пределах Панимбинского антиклинария [3].

Нами проведён сравнительный анализ физико-химических параметров образования Панимбинского рудного узла по литературным данным ряда золоторудных объектов Енисейского кряжа.

Рудообразование в пределах Панимбинского рудного узла протекало при температурах от 113 до 420 °С и давлении от 0.2 до 3.3 кбар. Солёность водной фазы Mg-Na-Cl-содержащих флюидов достигала 23.3 мас. % NaCl-экв. Воздействие более поздних гидротермальных растворов отразилось в появлении трёх генераций вторичных включений со своими физико-химическими параметрами: 1 – вторичные газово-жидкие включения (T=100–220 °С, солёность Na-Mg-Cl-содержащих растворов 1–8 мас. % NaCl-экв.); 2 – вторичные водно-солевые включения с дочерними кристалликами галита (T=160–260 °С, солёность Ca-Na-Cl-содержащих растворов выше 30 мас. % NaCl-экв.); 3 – вторичные однофазные жидкие и газовые углекисло-метан-азотные включения. Газовая фаза флюидных включений в жильном кварце Панимбинского рудного узла характеризуется как монокомпонентным углекислотным, так и поликомпонентным (с примесью CH₄ ± N₂) составом [2]. Основные физико-химические параметры флюидов золоторудных месторождений Енисейского кряжа приведены в таблице (табл.).

Наиболее близкими к температурным интервалам рудообразования Панимбинского рудного узла являются месторождения Вангашского и Нижне-Чиримбинского рудных узлов, месторождения Герфед и Васильевское. Участие флюидов с температурами до 200 °С отмечается для большинства проанализированных месторождений, за исключением Богунайского и Благодатного. При участии флюидов с температурами, превышающими 450 °С сформированы месторождения Эльдорадо, Олимпиада и Советское.

Участие средне- и высококонцентрированных растворов в формировании рудных тел установлено на всех анализируемых месторождениях Енисейского кряжа, кроме Васильевского. Прокофьев В.Ю. с соавторами, исследуя физико-химические параметры

докембрийских золоторудных объектов мира, отмечает, что концентрация солей минералообразующего флюида протерозойских месторождений варьирует в интервале 0.1–68 мас. % NaCl экв. с долей слабосолёных флюидов 29 % от общего количества изученного материала, а архейских – 0.1–63 мас. % NaCl экв. с долей слабосолёных 38 %, при этом интервал значений солёности водных флюидов протерозойских шире, а средняя величина выше [6]. Наличие гиперсолёных флюидов с солёностью больше 30 мас. % NaCl-экв. может быть связано с воздействием близлежащих гранитоидных массивов [2].

Таблица

Характеристика золоторудных объектов Енисейского края

Золоторудный объект	Запасы, т	T, °C	C, мас. % NaCl-экв.	Давление, кбар	Источник
Панимбинский рудный узел	5 млн. (руда)	113–420	23.3 (при участии > 30)	0.2–3.3	[2]
Удере́й	14.7	120–180	30.3	-	[6]
Иочиминский рудный узел	-	100–320	26.2–26.5	0.2–2.2	[12]
Вангашский	-	150–405		1.5–3.4	
Нижне-Чиримбинский	-	150–430		0.6–3.8	
Благодатное	243 т	220–400	23	-	[5]
Олимпиада	6.5 млн (руда)	105–495	28.7	0.26–3.05	[6]
Доброе	8	180–362	20	-	Не опубл.
Ведуга	71.4 т	164–368	19.3	0.1–1.82	[6]
Богунайское	59	220–420	19	0.1–1.6	[7]
Эльдорадо	34.5	180–490	22 (при участии > 30)	-	Не опубл.
Герфед	9.5	120–400	23.3	0.1–2.5	[1]
Васильевское	17.2	90–350	6–8	-	[10]
Советское	9.5 на 2010 г.	50–630	25	1.5–2	[3, 10, 11]

Примечание: «-» – нет данных; T, °C – минимальная температура образования жильного кварца; C – солёность флюида; запасы приведены по данным официальных сайтов компаний; Не опубл. – данные не опубликованы и приведены по нашим предварительным исследованиям.

Наличие высокосолёных NaCl-CaCl₂-содержащих флюидов на золоторудных месторождениях мира является характерной особенностью протерозойских гидротермальных систем, которые связывают с влиянием постмагматических растворов ближайших гранитоидов [1, 2]. В материалах В.Ю. Прокофьева с соавторами отмечено, что при сравнительном анализе крупных и суперкрупных месторождений архея и протерозоя особенно заметна роль хлоридных рассолов в формировании крупных золоторудных объектов последних [6].

Если сравнивать давление флюидов, участвовавших в формировании месторождения Панимба с другими золоторудными объектами Енисейского края, то наиболее близкие значения отмечаются на месторождении Олимпиада. Корреляция максимальных значений флюидного давления с повышенной золотоносностью руд Панимбинского рудного узла нами не выявлена, в то время как на месторождениях Герфед и Советское она отмечается [1, 11]. Месторождения, формирование золото кварцевых жил которых происходило с меньшими значениями давлений флюида – это Ведуга, Богунайское, Иочиминский рудный узел. Давление флюида, при котором могли формироваться кварцевые образования Нижне-Чиримбинского и Вангашского продуктивных рудных узлов, по данным Фисенко В.Г. составило интервалы 600–3800 и 1500–3400 бар соответственно, крайние значения которых выше, чем на Панимбинском рудном узле [12].

Обобщённые результаты наших исследований и литературных данных по физико-химическим параметрам формирования кварцево-жильных образований золоторудных объектов Енисейского кряжа позволяют сделать ряд заключений. Общий интервал давления и температур минералообразующего флюида на изученных месторождениях Енисейского кряжа составил 0.1–3.8 кбар и 50–630 °С. Рудные тела образованы в результате сложного полистадийного процесса при участии высокосолёных хлоридных растворов, возможно кипящих. Многочисленные перекрытия физико-химических параметров формирования месторождений Енисейского кряжа определяют необходимость дальнейшего изучения флюидного режима территории и расширение базы данных.

Список литературы

1. Гибшер Н.А., Томиленко А.А. и др. Золоторудное месторождение Герфед: характеристика флюидов и РТ-условия формирования кварцевых жил (Енисейский кряж, Россия) // Геология и геофизика, № 11, Т. 52, 2011. С. 1851–1867.
2. Гибшер Н.А., Рябуха М.А., Томиленко А.А., Сазонов А. М., Хоменко М.О., Бульбак Т.А., Некрасова Н.А. Характеристика металлоносных флюидов и возраст формирования золоторудного месторождения Панимба // Геология и геофизика, №11, Т. 58, 2017. С. 1721–1741.
3. Долгов Ю. А. Флюидный режим формирования и термобарогеохимические критерии золотоносности кварцевых жил в метаморфических породах // Термобарогеохимия минералообразующих процессов, Вып. 1. Сб. научн. тр. ИГГ СО АН СССР. Новосибирск, 1990, С. 7–19.
4. Наумов В.Б. Физико-химические параметры формирования гидротермальных месторождений по данным исследований флюидных включений. Ч. II. Месторождения золота, серебра, свинца и цинка // Геохимия, №6, 2014. С. 483–506.
5. Полева Т.В., Сазонов А.М. Геология золоторудного месторождения Благодатное в Енисейском кряже. М.: Экономическая газета, 2012, 290 с.
6. Прокофьев В. Ю., Наумов В. Б., Миронова О. Ф. Физико-химические параметры и геохимические особенности флюидов докембрийских золоторудных месторождений // Геохимия, № 12, 2017. С. 1069–1087.
7. Рябуха М.А., Гибшер Н.А., Томиленко А.А., Бульбак Т.А., Хоменко М.О., Сазонов А.М. РТХ-параметры метаморфогенных и гидротермальных флюидов: изотопия и возраст формирования Богунайского золоторудного месторождения южной части Енисейского кряжа (Россия) // Геология и геофизика, №6, Т. 56, 2015. С. 1153–1172.
8. Сазонов, А. М. Золоторудная металлогения Енисейского кряжа: геолого-структурная позиция, структурные типы рудных полей / А. М. Сазонов, А. А. Ананьев, Т. В. Полева, А. Н. Хохлов, В. А. Власов, Е. А. Звягина, А. В. Федорова, П. А. Тишин, С. И. Леонтьев // Журнал Сибирского федерального университета. Серия «Техника и технологии», № 3, Т. 4, 2010. С. 371–395.
9. Сазонов А. М., Тишин П. А., Гертнер И.Ф. Отчёт «Структурно-петрологический анализ рудовмещающих комплексов Панимбинского рудного узла (Енисейский кряж)». Томск, 2010. 193 с.
10. Сазонов А.М. Сильянов С.А., Некрасова Н.А. РТХ-параметры образования золотосодержащего кварца Енисейских месторождений по термобарогеохимическим данным // Материалы Восьмого международного конгресса «Цветные металлы и минералы», 2016. С. 348–349.
11. Томиленко А.А., Гибшер Н.А. Особенности состава флюида в рудных и безрудных зонах Советского кварц-золоторудного месторождения, Енисейский кряж // Геохимия, №2, 2001. С. 167–177.
12. Фисенко В.Г. Предпосылки и признаки золоторудной минерализации северо-восточного склона Енисейского кряжа и перспективы промышленной золотоносности. Дисс... канд. геол.-мин. наук. Красноярск, 2016. 136 с.

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЁННЫХ ПОРОД ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПАНИМБА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

Н.А. Некрасова¹, А.М. Сазонов¹, Т.В. Полева¹, С.А. Сильянов¹, М.А. Рябуха²

1 – Сибирский Федеральный Университет, г. Красноярск

2 – ИГМ СО РАН, г. Новосибирск

e-mail: natalja_nekrasova@mail.ru

Панимбинское месторождение расположено в Центральной (Заангарской) части Енисейского кряжа в долине р. Панимба. В настоящее время компанией ПАО «Полус» на месторождении проводятся геологоразведочные работы. Запасы руды оценены в 5 млн. тонн. В геологическом строении месторождения принимают участие метаморфизованные карбонатно-терригенные и вулканогенно-осадочные отложения нижнего (печенгинская свита), а также песчано-глинистые отложения верхнего протерозоя (кординская, горбилоская и удерейская свиты), прорванные гранитоидами Чиримбинского массива Татарско-Аяхтинского комплекса. Рудные тела располагаются в зоне чешуйчатого надвига в южном экзоконтакте интрузии гранитов и представлены сульфидизированными чёрными сланцами с кварц-карбонатными прожилками. Сланцы и жильный кварц импрегнированы сульфидами и золотом.

В пределах рудного поля месторождения полиметаморфические породы подвергнуты гидротермальным изменениям. Генетически они связаны с многостадийным процессом золотооруденения, но не всегда пространственно совпадают с контурами рудных тел и геохимическими ореолами золота. Среди гидротермальных изменений нами выделены: жильно-прожилковое окварцевание, турмалинизация, рутилизация, углеродизация (графитизация), хлоритизация, карбонатизация и сульфидизация.

Жильно-прожилковое окварцевание. Кварцевые жилы, жилки, прожилки и желваки в сланцевой толще рудоносных минерализованных зон отмечаются редко и в разной степени связаны с рудными телами. Часто содержат сульфиды и самородное золото. Кварц серый разных оттенков, в безрудных участках водяно-прозрачный и в разной степени катаклазированный, иногда содержит вкрапленность сульфидов, хлорита, плагиоклаза, биотита, андалузита и мусковита. Кварцевые жилы, как правило, секут вмещающие породы под небольшим углом, также отмечаются крутопадающие жилы с углами относительно сланцеватости пород 15–90°. Термобарогеохимическими исследованиями установлено, что кварцевые жилы образованы в результате полистадийного процесса при температурах от 113 до 420°C и давлении от 0.2 до 3.3 кбар. Солёность водной фазы Mg-Na-Cl-содержащих водно-углекисло-углеводородных флюидов, заключённых в первичные и первично-вторичные включения, достигала 23.3 мас. % NaCl-экв. Результаты исследований жильного кварца месторождения Панимба опубликованы в работе [2].

Турмалинизация. Турмалин отмечается в зальбандах некоторых кварцевых жил, практически в мономинеральных обособлениях. Мощность турмалиновых оторочек колеблется от первых сантиметров и редко до 50 см. В породах месторождения минерал присутствует повсеместно от единичных зёрен до 3–5 %. Помимо аксессуарного турмалина, в зальбандах кварцевых желваков отмечаются иногда сплошные кварц-турмалиновые образования, по мощности достигающие 10 см. Количественные оценки концентраций турмалина показывают связь их содержаний с серицитизированными и хлоритизированными породами. Турмалин в породах проявлен обычно в виде беспорядочно расположенных призматических кристаллов (размером от 0.01 до 1.0 мм по удлинению), иногда отмечаются случаи ориентировки зёрен минерала согласно сланцеватости. Цвет минерала пятнистый – от бесцветного до жёлто-коричневого и изумрудно-зелёного. Нами предпринята попытка выявления химических типов турмалина и связи их с концентрациями золота. Для этой цели выполнен микрозондовый рентгеноспектральный анализ 26 зёрен турмалина из 15 проб на главные минералообразующие оксиды.

1. Турмалин в каждой из изученных проб имеет неоднородный состав, как в пределах зерна, так и в разных зёрнах, что свидетельствует об изменении *PTX*-условий его образования. Химический состав турмалинов изменяется в пределах (мас.%): SiO_2 32.02–37.87; Al_2O_3 29.69–34.74; Cr_2O_3 0.8–0.79; MnO 0–0.57; FeO 2.63–10.42; MgO 3.64–9.84; CaO 0.003–1.46; Na_2O 1.26–2.95; K_2O 0–0.74; TiO_2 0.017–2.96. Исходя из химического состава, минерал представлен изоморфной смесью дравита–увита и шерла. По соотношению FeO и MgO нами выделены три разновидности: *I* – с преобладанием шерлового минала (FeO), *III* – с преобладанием дравитового минала (MgO) и *II* – промежуточная разновидность. По соотношению CaO и Na_2O выделены турмалины: *IV* – бедные увитовым миналом; и *V* – содержащие увит (CaO). Помимо этих главных разновидностей по содержанию MnO выделяются турмалины, содержащие тсилозитовый минал и с его минимальным количеством.

2. Расчёт коэффициентов корреляции между минералообразующими оксидами свидетельствует о наличии высокой корреляционной связи между FeO и MgO (–0.9); FeO и CaO и Na_2O (–0.66); FeO и Na_2O (0.63); Cr_2O_3 и K_2O (0.57). Это подтверждает наличие изоморфизма в ряду указанных элементов.

3. Определение состава минерала в центральных частях зёрен и на их периферии (в направлении роста частиц) показало отсутствие закономерного изменения концентраций минералообразующих оксидов. Это может быть объяснено пульсирующим изменением параметров среды (*P*, *T* и *X*).

4. Между составом турмалина и содержанием золота в турмалинсодержащих породах установлены следующие зависимости: а) повышению содержания золота в рудах соответствует увеличение дравитового минала в турмалине (*I* разновидность – 0.85 г/т; *II* разновидность – 1.15 г/т; *III* разновидность – 1.5 г/т); б) повышенной золотоносности руд соответствует развитие в рудах турмалина с высокими содержаниями увита и тсилозита.

Рутилизация. Рутил непосредственно в рудообразовании не участвует, но постоянно его сопровождает. Первые генерации минерала возникают на ранних стадиях метасоматоза как псевдоморфозы по ильмениту. По мере развития рудного процесса происходит перекристаллизация рутила и образование его ассоциаций, как правило, с сульфидами железа. Не исключено также участие в этом процессе биотита вмещающих пород. По мере развития метасоматоза происходит мобилизация рутила и его переотложение с укрупнением выделений минерала.

Графитизация. Углеродистое вещество во вмещающих сланцах и рудных телах распределено неравномерно, что ярко выражается в интенсивности их окраски – от серой до тёмно-серой. Наиболее обогащённые углеродистым веществом сланцы имеют чёрный цвет и «пачкают пальцы». Обычно эти породы приурочены к зонам интенсивного рассланцевания, а содержание золота в них зависит, в большей мере, от насыщенности сланцев сульфидами и кварцем, а не от степени их углеродизации. В жильном кварце отмечается рассеянная сыпь частиц углеродистого вещества. В молочно-белом и белом полупрозрачном кварце инъекционных жил выполнения трещин углеродистых частиц значительно меньше, чем в сером кварце жил, формировавшихся с преобладанием метасоматического замещения. Углеродистое вещество представляет собой, как правило, смесь самородных образований углерода, соединений углерода с другими элементами и функциональными группами компонентов. Рамановская спектроскопия твёрдого углеродистого вещества и люминисцентно-микроскопические исследования битумоидов позволили определить их битуминозно-седиментогенную природу. В результате метаморфизма и гидротермального процесса битумоиды преобразованы в индивидуализированные чешуйки графита, агрегаты дисперсного графита, аморфного углерода и смолисто-асфальтовых битумоидов. Маслянистые битумоиды, возможно, являются реликтами катагенетического углеродистого вещества. Битумоиды образуют пятнистое, полосчатое и прожилковое распределение в сланце, а в рудных образцах – парагенетические ассоциации с сульфидами в виде ореолов вокруг их выделений. Повышенные концентрации золота характерны для образцов, содержащих

аморфный углерод, графит с малыми размерами кристаллитов и хорошо окристаллизованный графит. Результаты исследований углеродистого вещества опубликованы в работах [2, 3, 4].

Хлоритизация генетически связана с диафторигенными гидротермальными преобразованиями сланцев на регрессивной стадии метаморфизма и в связи с рудообразованием. Хлорит отмечается в 60 % изученных шлифов в количестве от единичных зёрен до 20 %. Повышенные концентрации минерала ($> 15\%$) отмечены в 20 % изученных образцов, соответствующих изменённым (хлоритизированным) разностям, связанным с рудными интервалами. Нами выполнены микрозондовые рентгеноспектральные анализы 39 чешуек хлорита в 26 образцах сланцев месторождения, в различной степени подвергнутых гидротермальным изменениям. Особенности химического состава минерала заключаются в следующих положениях:

1. Хлорит в породах месторождения обнаруживает значительные колебания химического состава (ф.е.): $Si\ 5.245\text{--}6.347$; $Ti\ 0\text{--}0.197$; $Al_{IV}\ 1.653\text{--}2.755$; $Al_{VI}\ 2.183\text{--}3.825$; $Cr\ 0\text{--}0.098$; $Fe\ 1.647\text{--}6.852$; $Mn\ 0.001\text{--}0.233$; $Mg\ 2.015\text{--}7.623$; $CaO\ 0\text{--}0.167$; $Na\ 0\text{--}0.265$; $K\ 0\text{--}0.37$; F (железистость) $0.18\text{--}0.77$. Расчёт коэффициентов корреляции между минералообразующими элементами проанализированных чешуек свидетельствует о высокой степени связи между следующими парами элементов – Si и Al_{IV} (-0.87); Fe и Mg (-0.82); средней связи между – Si и Al_{VI} (0.49); Ti и K (0.66); Al_{VI} и Mg (-0.63); Ca и Na (0.48) и низкой связи между – Al_{VI} и Cr (0.43); Cr и K (0.35); Mg и K (-0.35).

2. Соотношение кремния и железа в минерале позволяет выделить пять химических видов: шериданит (I), репидолит (IIa, IIб), пикнохлорит (Va, Vб, Vв), брунсвигит (III), диабантит (IV). Наиболее широко распространены репидолиты и пикнохлориты.

3. Изучение состава чешуек хлорита в центральных частях и на периферии показало химическую неоднородность и отсутствие закономерных изменений в направлении роста зёрен (от центра к краям). Это, вероятно, свидетельствует о пульсирующем изменении РТХ-условий в процессе кристаллизации минерала.

4. Сопоставление составов хлорита с уровнем золотоносности пород, в которых они развиты, показало, что наиболее золотоносными являются породы, содержащие репидолиты и пикнохлориты. Причём наиболее высокие содержания золота отмечены в тех породах, где развиты граничные видовые типы хлоритов: промежуточные между пикнохлоритом, диабантитом и брунсвигитом; шериданитом, клинохлором, репидолитом и пикнохлоритом.

Карбонатизация проявляется в развитии нитевидных (мощностью обычно менее 0.5 см) кварц-карбонатных и карбонатных прожилков, а также гнездовых и порфиروبластовых обособлений, широко распространённых в пределах рудоносных минерализованных зон. Среди карбонатов преобладает кальцит. Прожилки кальцита с тем или иным количеством кварца имеют разнообразную пространственную ориентировку, независимую от ориентировки сланцеватости, реликтовой слоистости и милонитизации пород, образуя штокверковые зоны различной мощности и протяжённости. Они, вероятно, связаны с пострудными тектоническими подвижками в рудном поле. Кварц-карбонатное прожилкование отмечается в рудных телах и в безрудных породах. Они отчётливо секут сульфидизированные породы, причём пересекают агрегаты вкрапленных сульфидов. В прожилках отмечаются незначительные по размерам (0.1–1.0 мм) обособления пирита, пирротина, халькопирита, иногда сфалерита и галенита. Возможно, эти сульфиды ассимилированы из вмещающих пород, являясь переотложенными образованиями из сланцевой вмещающей среды, содержащей сульфидную вкрапленность. Кальцит содержит незначительную примесь Cr_2O_3 , MnO , FeO и MgO , в сумме редко превышающей 1 мас.%. Повышенные концентрации этих компонентов фиксируются в рудных участках. Микроскопическую вкрапленность в породах рудных тел образует карбонат ряда магнезит–сидерит. Его гнездовые и обычно плёночно-каёмчатые агрегаты примыкают к сульфидным выделениям. В ассоциации с ним обычно развит железистый и хромсодержащий хлорит.

Сульфидная минерализация развита в виде вкрапленной примеси во всех разновидностях пород рудного поля и характеризует рудоносную минерализованную зону.

Сульфидизация в сланцах развита практически на всю мощность литолого-стратиграфического разреза, вскрываемого разведочными скважинами (до 500 м). Главными минеральными ассоциациями являются: пирит $\pm$ халькопирит; пирит + пирротин $\pm$ халькопирит; арсенопирит $\pm$ пирит $\pm$ пирротин $\pm$ халькопирит. Помимо зернистой вкрапленности, отмечаются гнездовые, линзовидные и прожилковые сульфидные агрегаты.

Пирротин исследован микрозондовым методом в 24 образцах из 12 скважин в интервале глубин от гор. 570 до 55 м. Общее количество анализов составило 125. Содержание минералообразующих элементов в пирротине изменяется в пределах (мас. %): Fe 59.05–60.85; S 38.81–40.51. Важными показателями состава минерала являются отношение S/Fe и содержание S. Пирротины, бедные S – гексагональные, обладают парамагнитными свойствами, а обогащённые S – моноклинные (ферромагнетики). С возрастанием содержания серы магнитная проницаемость возрастает. В нашем случае отмечается значительный дефицит железа в минерале, что отражает искажение гексагональной структуры и приближение её к моноклинной симметрии и составу Fe_7S_8 . Максимальный размах отношений S/Fe от 1.12 до 1.18 характерен для пирротинов горизонта 510–570 м. Частота встречаемости химических типов пирротина с отношением серы к железу, лежащим в интервалах значений 1.12–1.14 и 1.16–1.18, уменьшается с глубиной.

Наряду с пирротинном к числу наиболее распространённых сульфидов в составе руд относится пирит. На наш взгляд можно достаточно уверенно выделить четыре генерации пирита. Наиболее ранние проявления – пирит I – обнаруживаются в виде редкой рассеянной сыпи метазёрен в алюмосиликатной среде в тесной ассоциации с рутилом и пирротинном I.

Пирит II наиболее полно проявился совместно с пирротинном II в позднюю стадию метасоматоза. Так же как и пирротин, пирит обнаруживается как в виде рассеянной вкрапленности отдельных метазёрен, так и в виде их агрегатов размером в несколько сантиметров. Как метасоматическое образование пирит II характеризуется обильными реликтовыми включениями вмещающих алюмосиликатов, подчёркивающих нередко послойное разрастание метазёрен. Так же нередко скелетные, дендритовидные и футлярообразные метазёрна пирита II. В ряде случаев в агрегатах пирита II обнаруживаются зёрна марказита I.

Более поздний пирит III появляется в гидротермально-жильный период минералообразования, где он совместно с халькопиритом, сфалеритом, галенитом обнаруживается в кварц-карбонатных жилах. Здесь пирит III проявляется в идиоморфных и гипидиоморфных зёрнах в жильном кварц-карбонатном материале. Остальные сульфиды этой стадии обладают отчётливым ксеноморфизмом по отношению к пириту III.

В связи с проявлением этой стадии минералообразования обнаруживается весьма заметный процесс преобразования пирротина. Видимо, обогащённые серой гидротермы приводят к процессу гипогенного превращения пирротина (моносульфид) в пирит (дисульфид). Нередок здесь и марказит II в тесном взаимосрастании с пиритом. При этом марказит формируется вначале этого процесса, а уже по нему идет псевдоморфное замещение пиритом, т.к. эти новообразования имеют нередко призматический или пластинчатый облик. Кроме пирита и марказита при этом процессе происходит новообразование халькопирита. Общеизвестно, что пирротин способен растворять в себе определённое количество халькопирита, который и выделяется в самостоятельную фазу при этих псевдоморфных превращениях пирротина.

Пирит IV весьма и весьма редок. Обнаруживается в пострудных тонких прожилках карбонатного состава.

Пирит изучен по 113 микрозондовым анализам в 20 образцах, отобранных из 11 скважин в интервале глубин от гор. 570 до 55 м. Концентрации главных минералообразующих элементов в пирите рудопоявления изменяются в пределах (мас. %): Fe 45.19–7.88; S 52.15–54.35. Также определялись Co, Ni, Cu, Zn, Ag, Au, Sb, As, с пределом обнаружения 0.01 мас. %. Концентрации Co (0.02–0.027) и Ni (н.оп.–0.51) связаны с

изоморфным замещением Fe. В одной пробе в пирите установлено содержание Ni 1.09 мас. %, что позволило отнести его к Ni-пириту. Примеси Cu (н.оп.–0.05) и Zn (н.оп.–0.02) связаны с ультратонкими механическими включениями халькопирита и сфалерита; As и Ag – не обнаружены. Примесь Sb отмечается в пределах от н.оп. до 0.07 мас. %, а Au – от н.оп. до 0.078 мас. %.

Важной характеристикой химического состава пирита и показателем химической стехиометрии минерала, отражающим условия его образования в резко неоднородной гидротермально-метасоматической системе рудоносных минерализованных зон, является отношение S/Fe, которое изменяется от 1.897 до 2.086 (теоретическое – 2.0). По значениям S/Fe выделены разновидности минерала с классами стехиометрии: I – < 1.95; II – 1.95–1.97; III – 1.97–1.99; IV – 1.99–2.01; V – 2.01–2.03; VI – 2.03–2.05; VII > 2.05. Класс IV объединяет пириты с наибольшей стехиометрией состава, III-I классы характеризуются возрастающим дефицитом серы, а пириты V и VII классов – избытком серы в сравнении с теоретическим составом. Минерал характеризуется неоднородностью состава по площади зёрен, что характеризует изменчивость парциального давления серы в процессе кристаллизации пирита. Закономерных изменений концентраций примесных элементов от состава в минерале не обнаружено. Результаты исследований сульфидов Панимбинского рудного узла опубликованы в работах [1, 5, 6].

Список литературы

1. Гибшер Н.А., Рябуха М.А., Томиленко А.А., Сазонов А. М., Хоменко М.О., Бульбак Т.А., Некрасова Н.А. Характеристика металлоносных флюидов и возраст формирования золоторудного месторождения Панимба (Енисейский кряж, Россия) // Геология и геофизика, №11, Т. 58, 2017. С. 1721–1741.
2. Некрасова Н.А., Рябуха М.А. Углеродистое вещество в жильном кварце и сланцах месторождения золота панимба (Енисейский кряж) // Материалы III всероссийской молодёжной научной конференции. Улан-Удэ, 2015. 385 с.
3. Некрасова Н. А. Сильянов С.А. Структурная характеристика углеродистого вещества золоторудных месторождений Панимба и Эльдорадо (Енисейский кряж) / Материалы V Международной конференции памяти ак. А.П. Карпинского. СПб, 2017. С. 771–774.
4. Некрасова Н.А., Рябуха М.А., Сильянов С.А. КР-спектроскопия твёрдого углеродистого вещества в жильном кварце золоторудного месторождения Панимба (Енисейский кряж) // Материалы 6 Сибирского семинара по спектроскопии комбинационного рассеяния света. Красноярск: Институт физики им. Л. В. Киренского СО РАН, 2017. С. 160–165.
5. Сазонов А.М., Онуфриенок В.В., Колмаков Ю.В. Некрасова Н.А. Пирротин золотосодержащих руд: состав, точечные дефекты, магнитные свойства, распределение золота // Журнал Сибирского Федерального Университета. Серия «Техника и технологии», № 7, Т. 6, 2014. С. 717–737.
6. Сазонов А.М., Звягина Е. А., Тишин П.А., Некрасова Н.А. Геохронология гранитов, вмещающих сланцев и руд месторождения золота Панимба (Енисейский кряж) // Журнал Сибирского Федерального Университета. Серия «Техника и технологии», № 2, Т. 9, 2016. С.174–188.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД МАШАКСКОЙ СВИТЫ ИЗ ОБНАЖЕНИЙ НА ХРЕБТАХ МАШАК И ЮША (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Я.Н. Нугуманова

Башкирский государственный университет, г. Уфа

ФГБУН Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа

Научный руководитель: д.г.-м.н. Д.Е. Савельев

e-mail: jazgul-ice@yandex.ru

Машакская свита впервые выделена А.И. Ивановым в 1937 году в пределах Ямантауского антиклинория на хребте Машак; близкие по литологическому составу отложения, развитые на хребте Шатак, были описаны К.А. Львовым в 1939 г. в составе шатакской свиты. В разные годы изучением машакского и шатакского вулканогенно-осадочных комплексов занимались И.В. Высоцкий, Э.З. Гареев, Ю.П. Горичев, И.И. Казаков, С.Г. Ковалёв, В.И. Козлов, А.А. Макушин, А.В. Маслов, В.П. Парначёв, М.Е. Раабен, Н.Ф. Решетников, Ю.Л. Ронкин, А.Ф. Ротарь, З.М. Ротарь, Н.А. Румянцева, В.М. Сергиевский, Б.В. Чувилин, П.Н. Швецов, Ф.А. Ямаев и другие исследователи [1].

Площадь исследования данной работы расположена в пределах Южно-Уральского государственного природного заповедника, на хребтах Машак и Юша (рис. 1). Интерес к этим природным объектам обусловлен широким развитием здесь вулканогенных пород машакской свиты среднего рифея.

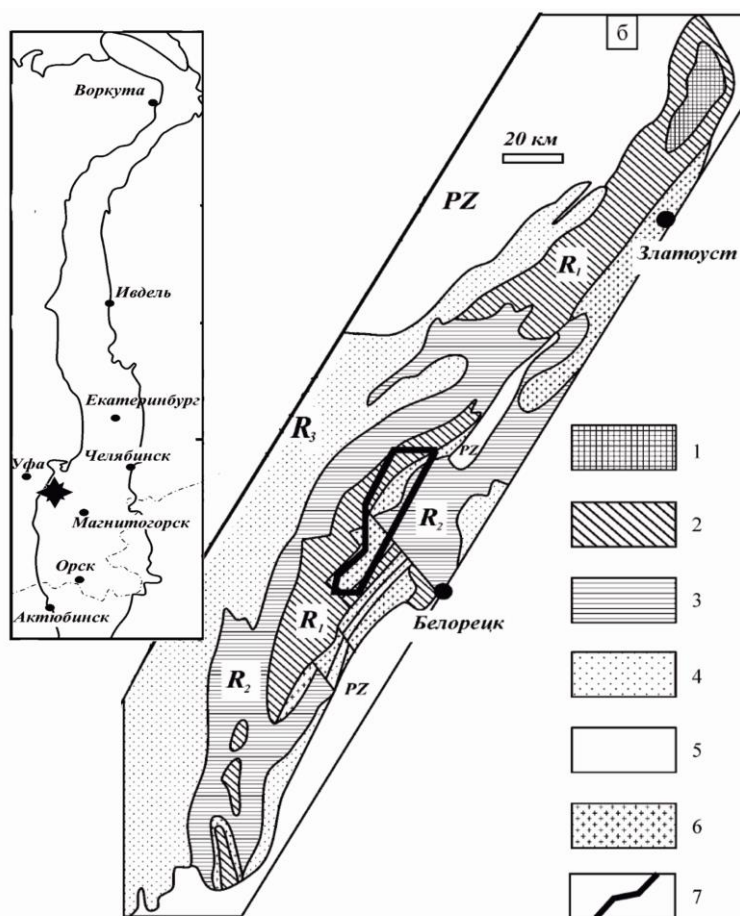


Рис.1. Структурно-тектоническая схема Башкирского мегантиклинория

Условные обозначения: 1–5 структурные этажи: 1 – архей-протерозойский, 2 – нижнерифейский, 3 – среднерифейский, 4 – верхнерифейский, 5 – палеозойский; 6 – среднерифейский вулканогенно-осадочный комплекс; 7 – граница площади работ.

Вулканогенные породы машакской свиты слагают три уровня. В состав нижнего уровня входят кремнекислые эффузивы и толеитовые базальты нижней контрастной толщи. Второй вулканогенный уровень сложен базальтами главной толщи. Третий, наименее мощный, уровень представлен лишь на водораздельной части хребта Машак толеитовыми и субщелочными натриевыми базальтами, залегающими среди кварцито-песчаников зигальгинской свиты [1].

В данной работе были рассмотрены метабазальты, классифицированные в соответствии с их текстурно-структурными особенностями, и кремнекислые породы, изучен их минеральный состав и петрографические особенности.

Миндалекаменные метабазальты

Соотношение основной массы к миндалинам варьирует в широких пределах – от 90/10 до 50/50.

Основная масса изученных пород представлена плагиоклазом (5–25%), хлоритом (2–40%), амфиболом (10–25%), эпидотом (10–15%), сфеном (10–15%). В единичных образцах встречается пренит (до 20%), вулканическое стекло (до 50%), пироксен (до 5%), актинолит (до 45%).

Миндалины преимущественно заполнены кварцем (15–35%), эпидотом (до 15%), актинолитом (до 5%), хлоритом (до 5%), альбитом (до 3%), циозитом (до 3%). Миндалины округлые, часто сросшиеся, размером от 0.2×0.6 до 0.6×1.6 мм. В рассмотренных образцах большая часть миндалин сложена мелкозернистым кварцевым агрегатом, но в шлифе №2034/2 крупное зерно кварца располагается в центре, а мелкие – по периферии. Также в образце №2034/2 единичные миндалины заполнены тонкозернистым агрегатом пренита, в основной массе есть единичные удлинённые рудные зёрна, что не наблюдается в остальных образцах.

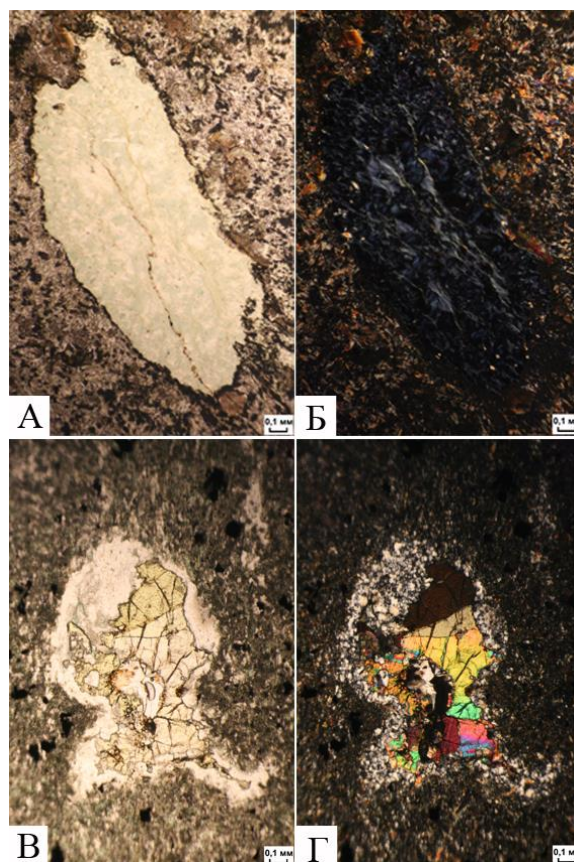


Рис. 2. Петрографические особенности миндалекаменных метабазальтов. Снимки в проходящем плоско-поляризованном свете, А, В – без анализатора; Б, Г – с анализатором. А, Б – миндалины, полностью сложенные крупночешуйчатым хлоритом; В, Г – миндалины, заполненные пренитом, эпидотом и кварцем.

Миндалины сложены хлоритом и пренитом в примерно равных количествах (рис. 2). Хлорит крупночешуйчатый. Пренит встречается как в виде призматических кристаллов, так и в виде тонкозернистых агрегатов, часто он также образует самостоятельные выделения. В кварцевый агрегат часто включены кристаллы амфибола размером 0.2–0.6 мм. Промежутки между миндалинами заполнены агрегатом зёрен эпидота размером до 0.3 мм, иногда встречаются таблитчатые зёрна со спайностью, для них характерен слабый плеохроизм в светло-жёлтых тонах, часто они пелитизированы. В миндалинах присутствуют более крупные зёрна эпидота, между миндалинами он преимущественно входит в состав тонкозернистого агрегата соссюрита.

Основная масса миндалекаменных базальтов состоит из удлинённых микролитов плагиоклаза (длиной до 0.15 мм при ширине 0.01–0.02 мм), которые частично замещены пренитом, а также призм амфибола актинолит-тремолитового ряда. В интерстициях между ними располагается хлорит. Сфен образует мелкие тонкозернистые агрегаты по титаномагнетиту (0.01–0.03 мм).

Массивные метабазальты (мелкозернистые)

Минеральный состав: плагиоклаз (25–55%), амфибол (30–50%), кварц (5–10%), клинопироксен (до 10%), хлорит (10–50%), соссюрит (до 60%), альбит (до 5%), эпидот (до 30%), клиноцоизит (до 5%), сфен (до 10%), магнетит (до 10%).

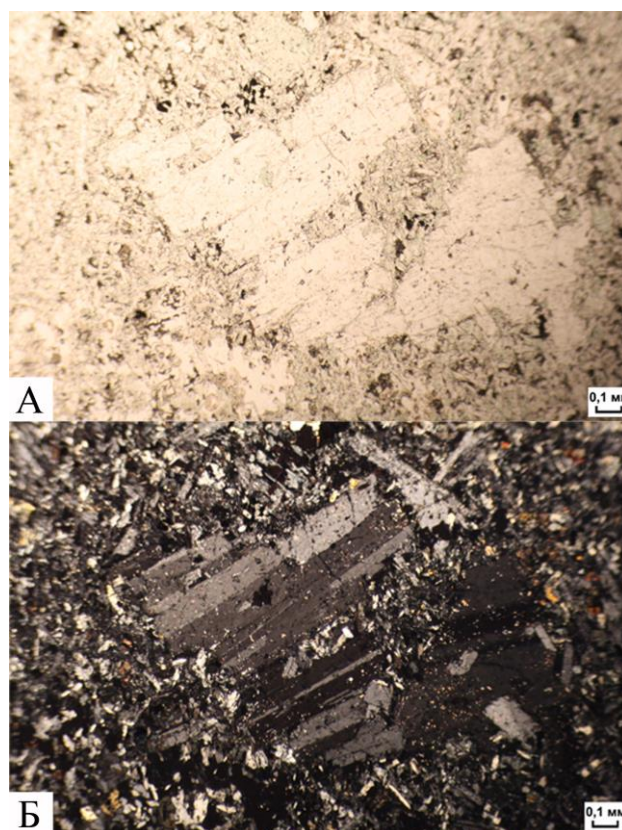


Рис.3. Петрографические особенности мелкозернистых метабазальтов.

Снимки в проходящем плоско-поляризованном свете, А – без анализатора; Б – с анализатором.

Основная масса породы состоит из длинных призм и шестоватых зёрен почти бесцветных амфиболов, беспорядочно распределённых по площади шлифа. Размер зерен 0.1–0.3 мм, отношение длины к ширине 2–10. Плагиоклаз образует редкие порфировые выделения и лейсты длиной 0.4–0.8 мм, шириной 0.03–0.1 мм (рис. 3), обычно характеризуется свежим обликом, хорошо выражены полисинтетические двойники. Также равномерно по площади шлифа рассеяны тонкозернистые агрегаты соссюрита (размер отдельных участков 0.2–0.3 мм). В интерстициях зёрен амфиболов развиты

тонкочешуйчатые агрегаты хлорита, почти бесцветного и изотропного. В виде тонкозернистых агрегатов в основной массе породы встречается альбит, для него наиболее характерны зёрна изометричной формы (0.1 мм). Встречены также единичные реликтовые зёрна клинопироксена размером до 0.3 мм, таблитчатой формы, корродированные по периферии. Эпидот, кроме вхождения в тонкозернистый соссюритовый агрегат, образует также довольно многочисленные относительно крупные зёрна (до 0.2 мм) таблитчатой и неправильной формы (рис. 6). Местами встречаются мелкие округлые выделения, сложенные тонкозернистым агрегатом кварца и альбита. Рудные минералы довольно многочисленны, они представлены преимущественно магнетитом, который образует: 1) идиоморфные зёрна с прямоугольными срезами размером 0.01–0.15 мм, 2) зёрна неправильной формы с округлыми очертаниями размером 0.05–0.1 мм. В изученных образцах наблюдаются тонкие секущие прожилки, сложенные эпидотом и клиноцоизитом.

Массивные метабазалты (среднезернистые)

Минеральный состав: плагиоклаз (до 50%), клинопироксен (до 10%), сфен (до 7%), хлорит (до 30%), кальцит (до 10%), гематит (10–20%).

Для плагиоклаза характерны удлинённые призмы с отношением длины к ширине 5–10, они равномерно распределены в породе, имеют относительно свежий облик (рис. 4). Длина лейст 0.4–0.8 мм, ширина 0.0п–0.1 мм. В интерстициях между ними располагаются продукты разложения вулканического стекла и пироксена: 1) хлорит зелёный и коричневато-зелёный, в виде пятен неправильной формы, с нормальными цветами интерференции (клинохлор), часто он находится в тесной ассоциации с тонкозернистыми рудными агрегатами неправильной формы (размер участков от 0.2×0.4 мм до 0.6×0.8 мм).; 2) кальцит образует изометричные и ксеноморфные зёрна (рис. 5) в интерстициях между кристаллами плагиоклаза, размер обычно 0.0п–0.2 мм, реже до 0.4 мм. Рудный минерал представлен тонкочешуйчатым гематитом.

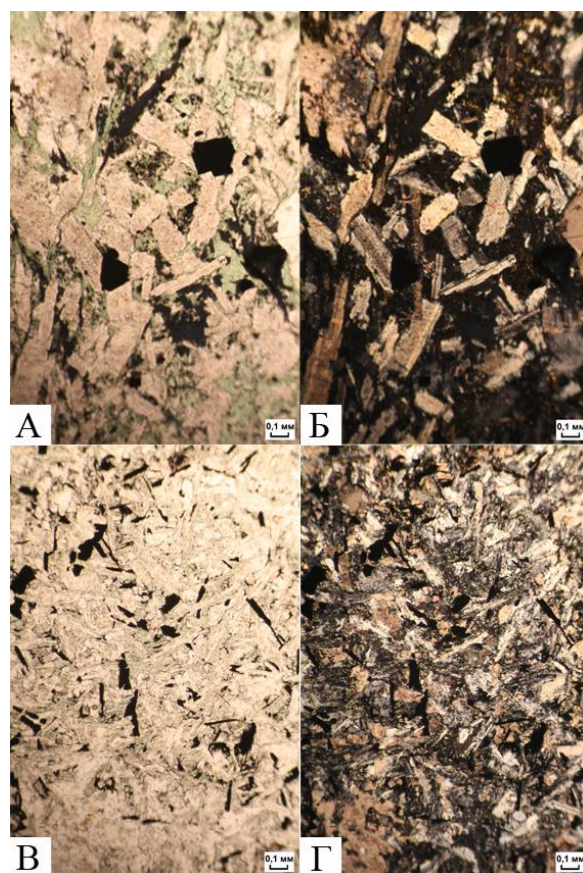


Рис.4. Петрографические особенности среднезернистых метабазалтов.

Снимки в проходящем плоско-поляризованном свете: А, В – без анализатора; Б, Г– с анализатором

Риолиты

Риолиты обладают миндалекаменной текстурой и порфировой структурой и состоят на 15% из вкрапленников плагиоклаза, полевого шпата и кварца, на 10% из миндалин и на 75% из тонкозернистой основной массы.

Минеральный состав. Вкрапленники: плагиоклаз (3–12%), калиевый полевой шпат (2–8%), кварц (до 4%); основная масса: серицит (25–50%), кварц (30–55%), полевой шпат (15–20%), биотит (до 5%), магнетит (до 2%); миндалины: кварц (до 15%), магнетит (до 3%).

Вкрапленники в породе представлены редкими таблитчатыми и короткопризматическими выделениями плагиоклаза и калиевого полевого шпата размером 0.2–0.5 мм. Для кварца более характерны гломеропорфировые скопления, образованные изометричными зёрнами, причем в центральных частях размещаются более крупные (0.3–0.5 мм), по периферии – мелкие (0.1–0.2 мм) зёрна. Калиевый полевой шпат замещается серицитом, плагиоклаз преимущественно свежий.

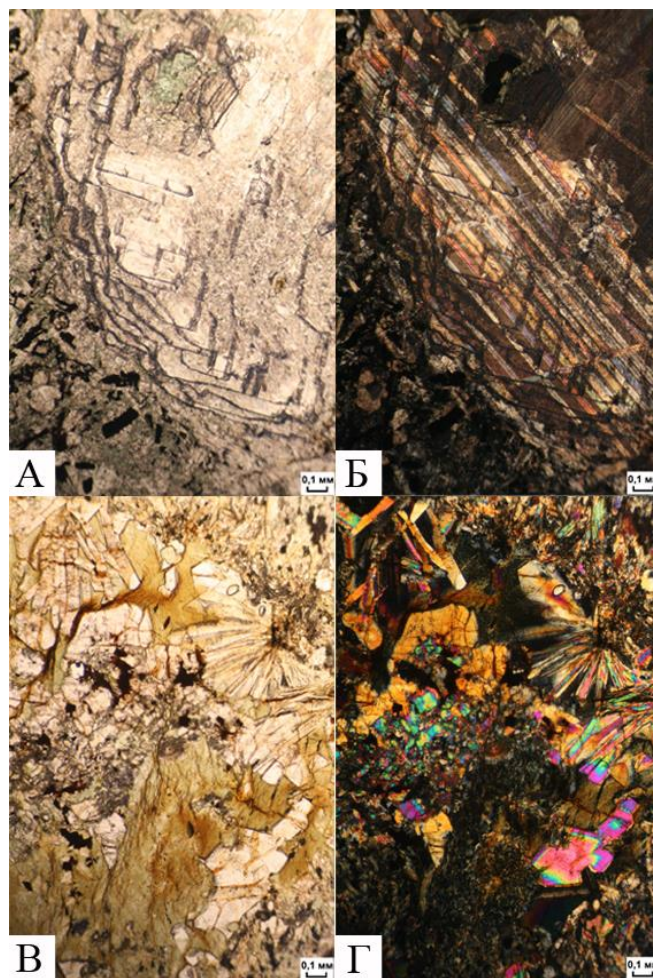


Рис.5. Вторичные минералы в метабазальтах.

Снимки в проходящем плоско-поляризованном свете: А, В – без анализатора; Б, Г– с анализатором

Основная масса сложена мелкозернистым кварц-полевошпатовым агрегатом, в котором полевой шпат большей частью замещён серицитом (рис. 6). Рудные минералы представлены магнетитом, образующим идиоморфные зёрна размером 0.15–0.2 мм (рис. 6), распределённые равномерно в породе, и «сыпь» тонкозернистых зёрен размером 0.0n мм.

Миндалины имеют изометричную форму (размер 0.4–2 мм), заполнены преимущественно кварцем с подчинёнными чешуйками серицита (рис. 6). При этом в центре миндалин располагаются более крупные зёрна кварца (до 0.5 мм), а по периферии размер их уменьшается до 0.1мм.

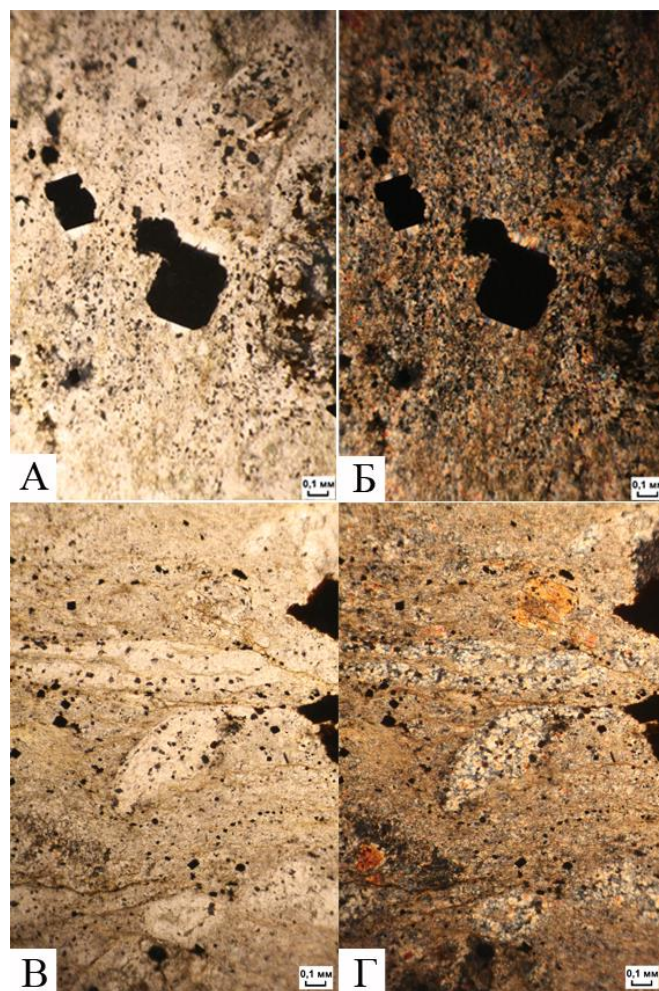


Рис.6. Петрографические особенности риолитов.

Снимки в проходящем плоско-поляризованном свете: А, В – без анализатора; Б, Г– с анализатором

Выводы

Петрографическое изучение шлифов вулканогенных пород машакской свиты позволило классифицировать метабазальты. Выделенные три текстурно-структурных типа пород соответствуют, скорее всего, положению их в разрезе потоков: миндалекаменные базальты маркируют краевые части потоков, среднезернистые слагают центральные части, а мелкозернистые – переходные зоны. Кремнекислые породы в изученных шлифах представлены преимущественно одним типом с небольшим количеством миндалин и вкрапленников.

Список литературы

Ардисламов Ф.Р., Савельев Д.Е., Сначев А.В., Пучков В.Н. Геология машакской свиты Ямантауского антиклинория (Южный Урал). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2013. 216 с.

УГЛЕРОДИСТЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОБРАМЛЕНИЯ ИЛЬМЕНОГОРСКО-СЫСЕРТСКОГО БЛОКА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Нуртдинов А.Ф.^{1,2}, Сначёв А.В.¹

¹ – Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа

² – Башкирский государственный университет, Уфа

e-mail: cros13@yandex.ru

Черносланцевые отложения широко распространены в обрамлении Ильменогорского блока, а также занимают верхние части базальт-фтанитовой формации, соседней с востока, Арамильско-Сухтелинской структурно-формационной зоны.

Начало планомерным геолого-съёмочным работам здесь было положено в 30-50 г.г. прошлого столетия Г.А. Мирлиным, Н.Ф. Мамаевым, Н.С. Симбирцевым. Следующий этап в изучении приходится на 60–80 г.г. и связан с именем В.Ф. Турбанова, который заложил основы стратиграфии и тектоники. Современные представления о геологическом строении территории сложились в результате последних геолого-съёмочных работ в пределах листов: Миасского – N–41–VII (Петров и др., 2002ф) и Пластовского – N–41–XIX (Моисеев и др., 2002ф) (рис. 1).

Согласно этим исследованиям углеродсодержащие отложения широко развиты в саитовской, игишской свитах и булатовской толще. *Саитовская свита* (RF_{2st}) делится на две подсвиты: нижнесаитовскую – на 80–90% сложенную амфиболитами; амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, гранат-амфиболовыми плагиосланцами; верхнесаитовскую, представленную биотитовыми, гранат-биотитовыми, мусковит-биотитовыми, биотит-амфиболитовыми и амфиболовыми плагиосланцами с прослоями графитистых кварцитов. Количество последних увеличивается вверх по разрезу. В составе *игишской свиты* (RF_{2ig}) отмечены преимущественно графитистые кварциты, графитистые кварцито-сланцы; среди *булатовской толщи* (S₁-D_{1bl}) – углеродисто-кремнистые, углеродисто-глинисто-кремнистые и кремнистые сланцы.

Нами обработан собственный, а также проанализирован накопленный ранее геологический и аналитический материал по рассматриваемым отложениям. В ходе проведения тематических работ и геологической съёмки масштаба 1:200 000 в пределах листа N–41–VII (Миасская площадь) было выполнено порядка 200 силикатных анализов (Институт геологии УНЦ РАН, аналитик С.А. Ягудина).

В составе сланцев преобладает кварц (90-95%), углеродистое вещество составляет от 1 до 5%, в незначительных количествах присутствует серицит и биотит. Зерна кварца величиной от 0,001 до 0,08 мм обычно изометричные, с неровными краями [2].

Для определения формационной принадлежности рассматриваемых черных сланцев использовалась диаграмма А–S–C, полученную на основе обобщения большого количества химических анализов пород углеродистых формаций [3]. Подавляющее большинство силикатных анализов углеродистых отложений (не зависимо от возраста и структурной принадлежности) попадает в поле кремнисто-углеродистых образований (рис. 2).

Отсутствие корреляционной зависимости между параметром А и S (с увеличением значения S параметр А не меняется) указывает на био-хемогенный или вулканогенный, но не терригенный, источник кремния. Кроме того, обратная зависимость между параметром S и C позволяет предполагать различные источники поступления кремния и карбоната. Причём явное уменьшение карбонатной составляющей для отложений Арамильско-Сухтелинской зоны говорит о удалённости области седиментации от континента и значительной глубине бассейна.

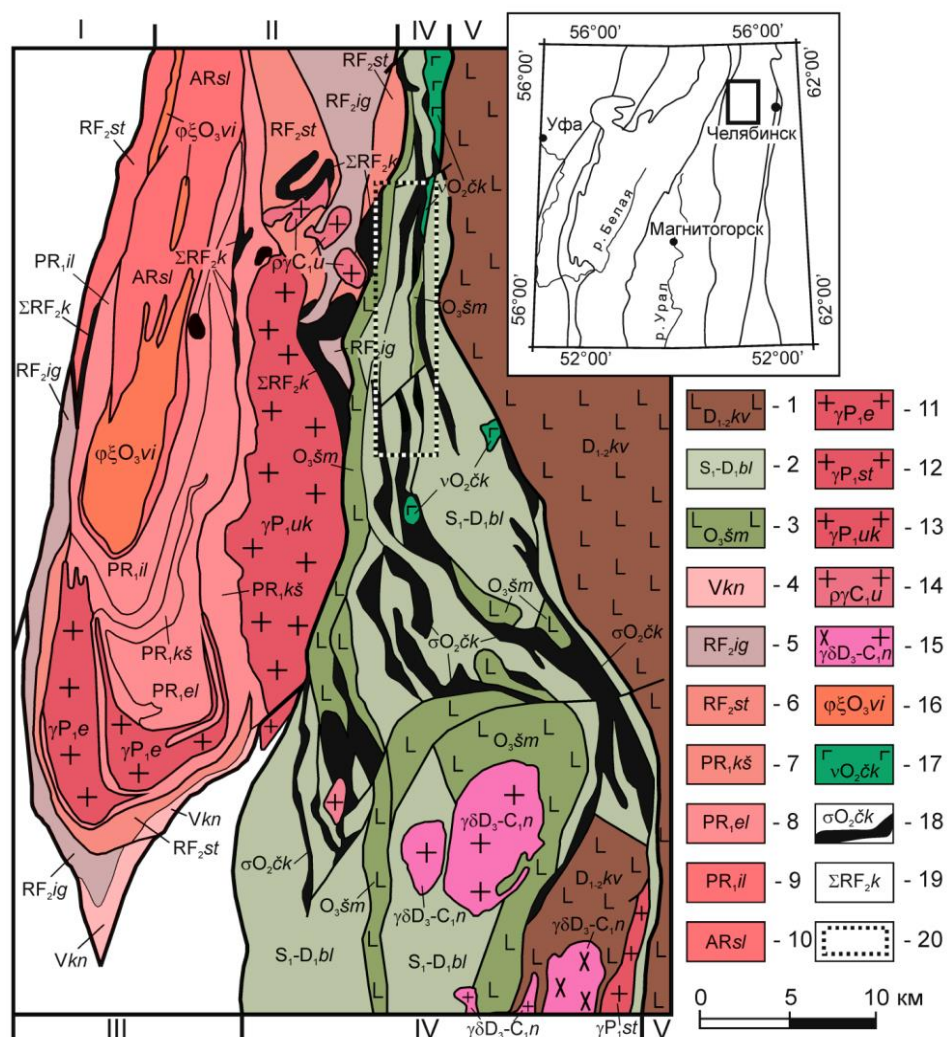


Рис. 1. Геологическая карта Ильменогорско-Сысертского мегантиклинория и восточного его обрамления (составлена по материалам В.И. Петрова и др., 2002ф).

Условные обозначения: 1 – кулуевская толща (лавы и лавобрекчии базальтов, реже андезибазальтов); 2 – булатовская толща (сланцы углеродисто-кремнистые, углеродисто-глинисто-кремнистые); 3 – шеметовская толща (базальты, андезибазальты); 4 – кундравинская свита (метагравелиты, метапесчаники с прослоями мраморизованных известняков); 5 – игишская свита (кварциты графитистые, графитистые кварцито-сланцы); 6 – сайтовская свита (плагииосланцы амфиболовые, гранат-биотит-амфиболовые); 7 – кыштымская толща (амфиболиты, гнейсы гранат-биотитовые); 8 – еланчиковская толща (гнейсы биотитовые, амфибол-биотитовые); 9 – ильменогорская толща (амфиболиты, плагииогнейсы биотитовые); 10 – селянkinская свита (плагииогнейсы биотитовые, гранат-биотитовые); 11 – еланчиковский комплекс гранитовый; 12 – степнинский комплекс монцодиорит-граносиенит-гранитовый; 13 – увильдинско-кисегачский комплекс монцодиорит-граносиенит-гранитовый; 14 – уразбаевский комплекс тоналит-плагиигранитовый; 15 – неплюевский комплекс диорит-гранодиорит-гранитовый; 16 – вишневогорско-ильменогорский комплекс карбонатит-миаскитовый; 17 – чебаркульско-казбаевский комплекс серпентинизированных дунитов, гарцбургитов; 18 – чебаркульско-казбаевский комплекс габбровый; 19 – каганский комплекс метаморфизованных ультрамафитов и габброидов; 20 – контур Непряхинского рудного узла. Римскими цифрами показаны зоны: I – Вознесенско-Присакмарская и Западномагнитогорская, II – Ильменогорско-Сысертская, III – Уйско-Новооренбургская, IV – Арамилско-Сухтелинская, V – Касаргино-Рефтинская.

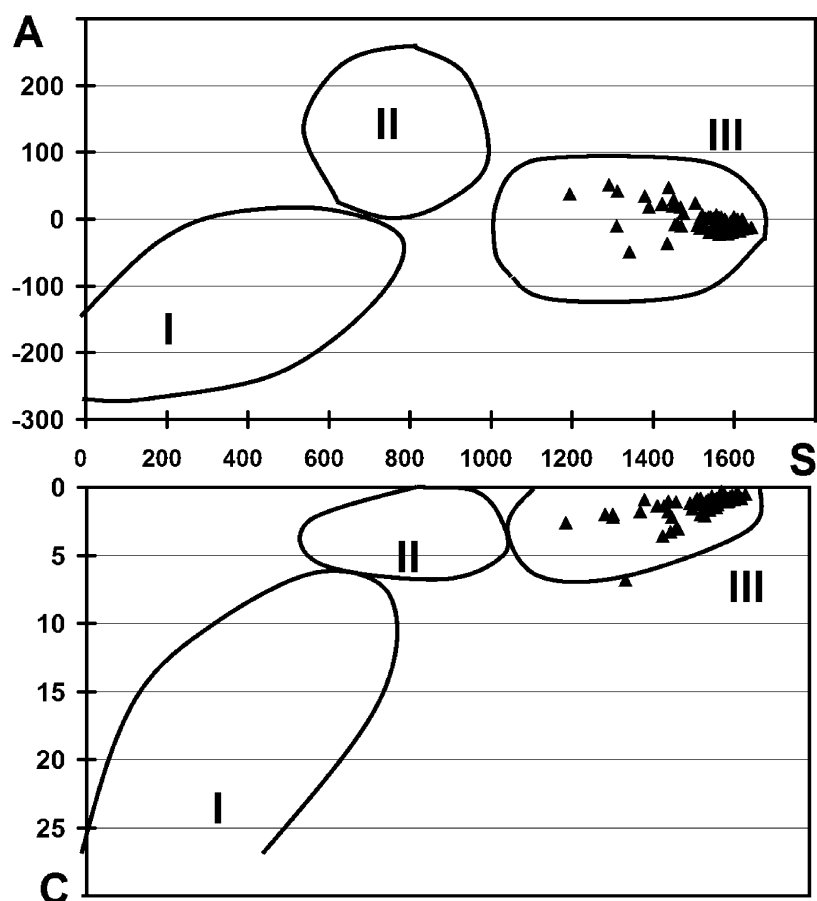


Рис. 2. Типизация углеродистых отложений обрамления Ильменогорско-Сысертского блока с помощью диаграммы О.В. Горбачёва, Н.А. Созинова [3]

Поля формаций: I – карбонатно-углеродистая, II – терригенно-углеродистая, III – кремнисто-углеродистая. Параметры: $A = (Al_2O_3 - (CaO + K_2O + Na_2O)) \times 1000$ и $S = (SiO_2 - (Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + CaO + MgO)) \times 1000$ выражены в молекулярных количествах, параметр $C = (CaO + MgO)$ – в массовых долях оксидов.

Результаты анализа кремнисто-углеродистых отложений, вынесенные на тройную петрохимическую диаграмму Н.П. Семененко [5], служащую для восстановления первичной природы и химической классификации метаморфических пород, образуют любопытную картину. Некоторые из них имеют в своем составе терригенную примесь, по составу соответствующую ультраосновным породам, но основная масса – базальтам шеметовской толщи (что позволяет усомниться в докембрийском возрасте образований сайтовской и игишской свит).

Для определения принадлежности углеродсодержащих пород к тем или иным фациям прогрессивного регионального метаморфизма был проведен термический анализ 23 проб углеродистых сланцев и кварцитов обрамления Ильменогорско-Сысертского блока (таблица).

Для анализа отбирались образцы наименее измененных углеродистых отложений за пределами зон интрузивных экзоконтактов и интенсивной тектонической переработки, что позволило исключить их влияние на породы и реконструировать степень именно регионального метаморфизма. Для ближайшего обрамления Ильменогорско-Сысертского блока максимальный экзотермический эффект происходит в диапазоне 750–790 °C (рис. 3), что соответствует границе фаций зеленых сланцев и эпидот-амфиболитовой. Для более удаленных сланцев булатовской толщи Арамильско-Сухтелинской зоны температуры стабильно ниже на 100 °C и относятся к уровню фации зеленых сланцев (мусковит-хлоритовая субфация) [1].

Таблица

Температуры экзотермического эффекта и содержания органического углерода в углеродсодержащих отложениях обрамления Ильменогорско-Сысертского блока

№ п/п	№ пробы	Темп-нач., °С	Темп-макс., °С	Сорг, %	№ п/п	№ пробы	Темп-нач., °С	Темп-макс., °С	Сорг, %
1	ИГ-01	570	760	0.8	13	ИГ-14	560	700	5.2
2	ИГ-02	570	770	1.1	14	ИГ-15	560	700	3.3
3	ИГ-03	580	735	0.8	15	ИГ-16	580	730	2.7
4	ИГ-05	590	730	0.5	16	ИГ-17	560	710	1.8
5	ИГ-06	580	710	1.1	17	ИГ-18	570	670	1.3
6	ИГ-07	570	715	0.7	18	ИГ-19	570	715	0.8
7	ИГ-08	570	750	2.4	19	ИГ-20	580	680	1.1
8	ИГ-09	560	730	0.4	20	ИГ-21	570	675	1.3
9	ИГ-10	590	760	1.2	21	ИГ-22	580	735	1.2
10	ИГ-11	580	760	1.4	22	ИГ-23	570	700	1.4
11	ИГ-12	570	790	1.1	23	ИГ-24	580	650	1.0
12	ИГ-13	570	790	1.6					

Примечание: Термогравиметрический анализ проводился на дериватографе Q-1500 (Венгрия) (аналитик Т.И. Черникова, ИГ УНЦ РАН). Нагрев осуществлялся на воздухе от 20 до 1000 °С со скоростью 10 °С/мин.

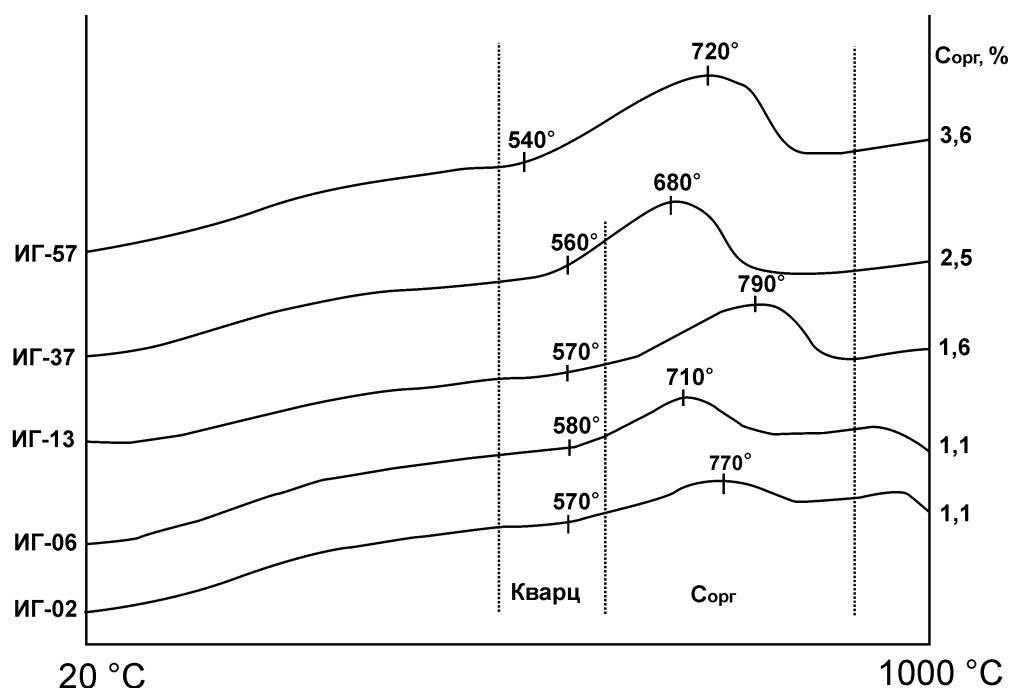


Рис. 3. Характерные термограммы для кремнисто-углеродистых отложений обрамления Ильменогорско-Сысертского блока и Арамилско-Сухтелинской зоны.

Изменение массы пробы в ходе прохождения экзотермического эффекта дает возможность оценить содержание $S_{орг}$, по которому они делятся на низкоуглеродистые – 1–3; углеродистые – 3–10; высокоуглеродистые – >10(%) [6].

Результаты термического анализа показывают, что рассматриваемые отложения относятся преимущественно к низкоуглеродистому и реже к углеродистому типам и укладываются в интервал от 1 до 5%. При этом почти 100% углерода составляет $S_{орг}$, на долю CO_2 приходятся

ничтожные значения. Отчетливо распознаются два типа углеродистого вещества: седиментационно-диагенетический, присущий недеформированным, слабометаморфизованным осадочным толщам и метаморфогенный, свойственный углеродистым отложениям, подвергнутым интенсивному метаморфизму [4]. Первый тип наиболее часто представлен тонкорассеянной формой выделения, часто настолько густой, что она делает породу совершенно непрозрачной. По данным рентгено-структурного анализа, а также электронно-микроскопического наблюдения углеродистое вещество соответствует аморфному углероду близкому к шунгиту. Метаморфогенный тип углеродистого вещества представлен графитом. Основная его масса обособляется в виде полосчатых, прожилковидных и чешуйчатых выделений гексагонального и призматического габитуса, ориентированных параллельно полосчатости и рассланцеванию.

Отсутствие карбонатов в разрезах толщ в совокупности с низкими значениями параметра C (среднее 0.95) и говорит о специфичности условий осадконакопления. Учитывая отношение в породах $CaO/MgO \geq 1$, многочисленные находки радиолярий и отсутствие бентосной фауны в слабометаморфизованных отложениях (булатовская толща), высокие значения закисного модуля ($FeO/Fe_2O_3 = 5-40$), можно говорить об умеренной солености вод, характерной для глубоководного, открытого морского водоема [1].

Примечательно, что по набору акцессорных минералов, литологическому и химическому составу, а главное, последовательности в разрезах отложения верхнесаитовской подсвиты и игишской свиты сопоставляются с булатовской толщей, их отличия связаны лишь со степенью метаморфизма.

Работа выполнена в рамках Государственного задания по теме № 0252-2017-0014.

Список литературы

1. Блюман Б.А., Дьяконов Ю.С., Красавина Т.Н., Павлов М.Г. Использование термо- и рентгенографических характеристик графита для определения уровня и типа метаморфизма. Записки Всесоюзного Минералогического общества. 1974. ч. 103, вып. 1, С. 95–103.
2. Геология Арамилско-Сухтелинской зоны Урала / Сначёв А.В., Пучков В.Н., Савельев Д.Е., Сначёв В.И. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. 176 с.
3. Горбачёв О.В., Созинов Н.А. Некоторые петрохимические и геохимические аспекты типизации углеродистых отложений докембрия // Проблемы осадочной геологии докембрия. – М.: Наука, 1985. – С. 46–57.
4. Крупенин М.Т., Маслов А.В., Рыкус М.В., Сначев В.И. Новые данные о содержании $C_{орг}$ в сланцах нижнего и среднего рифея Южного Урала / Ежегодник ИГиГ УНЦ РАН, Екатеринбург, 1993, с. 19–20.
5. Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР / Семененко Н.П., Головкин Н.И., Жуков Г.В. и др. Киев: Изд-во АН УССР, 1956. 215 с.
6. Юдович Я.Э., Беляев А.А., Кетрис М.П. Геохимия и рудогенез чёрных сланцев Пай-Хоя. СПб.: Наука, 1998. 366 с.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В РИОЛИТАХ И ЦИРКОНАХ ИЗ РИОЛИТОВ МАШАКСКОЙ СВИТЫ ХРЕБТА БОЛЬШОЙ ШАТАК (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

А.А. Ратов

Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа

e-mail: riphey@ufaras.ru

В статье рассматриваются состав, содержание и особенности распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в риолитах и цирконах из риолитов машакской свиты среднего рифея в ур. Матвеев залавок на западном склоне хребта Большой Шатак (Южный Урал) на примере пробы К898, имеющей надёжную SHRIMP-датировку по циркону [1]. Местоположение пробы на карте и стратиграфическая позиция в геологическом разрезе машакской свиты в районе ур. Матвеев залавок показано на рис. 1. Датировки, полученные для цирконов из риодацитов пр. К898 на хр. Бол. Шатак [1] определяют возраст вулканитов и машакской свиты в целом. Впервые возрастные датировки и данные по РЗЭ в цирконах анализируются для одних и тех же кристаллов цирконов.

Определение элементов-примесей в цирконах проведено по отдельным кристаллам, где спектры получены, как правило, по двум точкам – кратерам, имеющим SHRIMP-датировки, детальный анализ которых проведён ранее [1].

Исследования РЗЭ проведены масс-спектральным (масс-спектрометр Elan-6100 "Perkin Elmer") и атомно-эмиссионным (спектрометр Optima-4300 DV "Perkin-Elmer") методами в лабораториях ФГУП «ВИМС» (г. Москва) и ИГиГ УрО РАН (г. Екатеринбург).

Риолиты. Состав и содержание (г/т) РЗЭ в риолитах машакской свиты приведены в таблице 1, а особенности распределения РЗЭ отображены на диаграммах (рис.2), построенных с нормированием содержания РЗЭ к хондриту по [3].

Как следует из таблицы 1 и рис. 2 для риолитов характерен полный спектр РЗЭ. Риолиты являются концентраторами лёгких лантаноидов (ЛРЗЭ), поэтому отношение лёгких лантаноидов ($\Sigma La = La + Ce + Pr + Nd$) к тяжёлым ($\Sigma Sc = Er + Tm + Yb + Lu$) больше 1, что согласуется с ранее полученными нами [2] результатами по вулканитам машакской свиты. При достаточно плавном характере кривых диаграммы (рис. 2) в риолитах чётко выражен минимум по Eu.

Цирконы из риолитов. Минералогические особенности цирконов из риолитов машакской свиты показаны на рис. 3, взятые из работы Краснобаева с соавторами [1], где каждый кристалл циркона отображен в (Cl), (BSE) и в проходящем свете и детально проанализирован в [1].

Состав и содержание РЗЭ в кристаллах циркона по точкам-кратерам приведены в табл.2, а особенности распределения РЗЭ в цирконах из риолитов пробы К898 отображены на диаграммах (рис.4), построенных с нормированием содержания РЗЭ к хондриту по [3].

Рис.1. Геологическая карта Башкирского мегантиклинория с расположением проб: 1–6 – нерасчленённые отложения: 1 – палеозоя; 2 – венда, 3 – верхнего рифея; 4 – нижнего и среднего рифея; 5 – нижнего и среднего рифея; 6 – зигазино-комаровской и авзянской свит; 7– зигальгинская свита, 8 – машакская свита; 9 – бакальская и юшинская свиты, 10 – саткинская и суранская свиты, 11 – айская и большеинзерская свиты; 12 – тараташский комплекс; 13 – породы Уфалей-Уралтауского мегантиклинория; 14 – магматические образования: габбро-долериты (а), граниты (б); 15 – геологические границы; 16 – основные разрывные нарушения; 17 – автодороги; 18 – железные дороги; 19 – места отбора проб на циркон и их номера: К-323, липариты, р. Кузьелга; К-898, риодациты, хр. Бол. Шатак.→

Таблица 1

Содержание РЗЭ (г/т) в риолитах машакской свиты. Хр. Бол. Шатак, ур. Матвеев залавок [1]

Проба элемент	K-323	K-898
La	67.463	61.951
Ce	92.63	125.062
Pr	16.812	20.424
Nd	66.1	78.926
Sm	12.398	14.508
Eu	2.021	2.522
Gd	10.554	13.722
Tb	1.567	2.157
Dy	9.679	13.743
Ho	2.028	2.854
Er	6.109	8.15
Tm	0.956	1.232
Yb	6.479	7.998
Lu	0.976	1.19
Σ РЗЭ	295.772	354.439
$\frac{\Sigma La}{\Sigma Sc}$	16.736	15.42

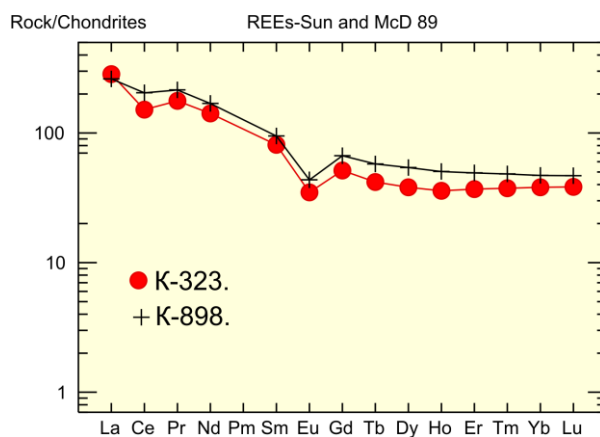
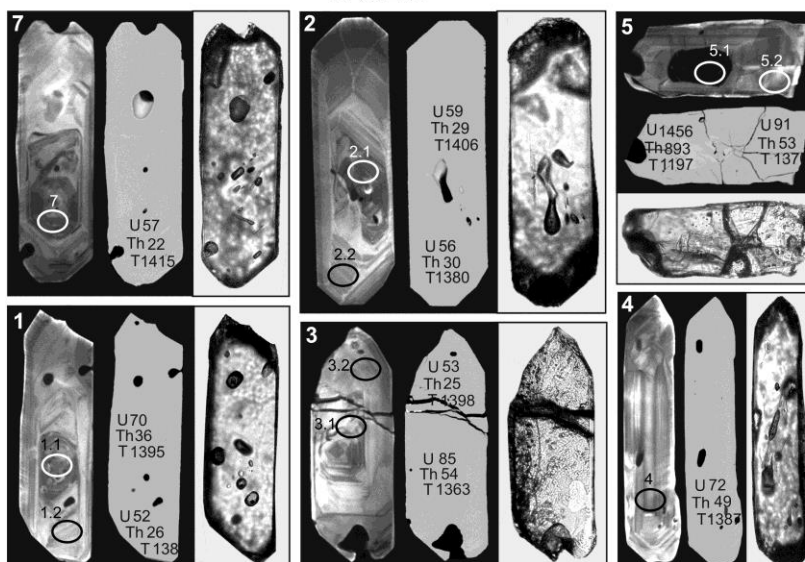


Рис. 2. Распределение РЗЭ в риолитах машакской свиты. Хр Бол. Шатак. ур. Матвеев залавок. Содержание РЗЭ нормировано по хондриту [3].

Рис. 3 Кристаллы цирконов с возрастными датировками. Цифры – номера кристаллов и кратеров (Cl); U и Th в г/т и T – возраст в млн. лет и BSE-облик кристалла в проходящем свете [1].→

К 323



К 898

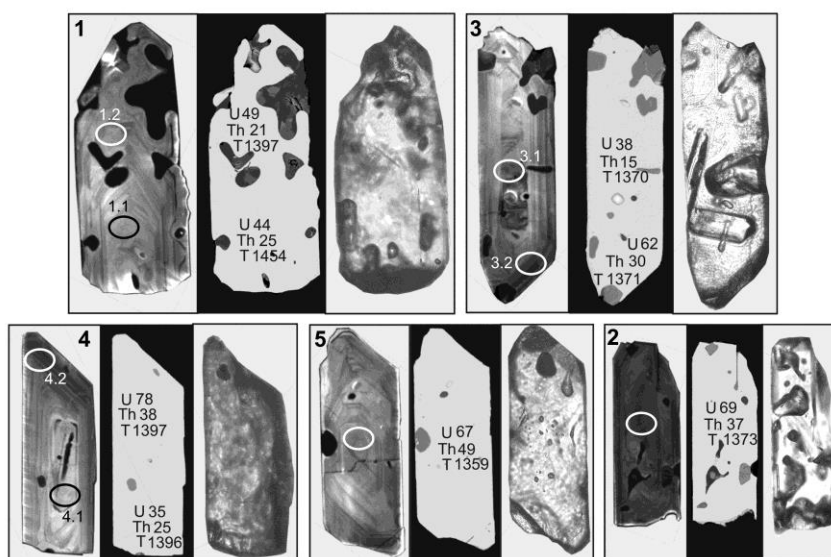


Таблица 2

Содержание РЗЭ (г/т) в цирконах из риолитов машакской свиты. Хр Бол. Шатак.
ур. Матвеев залавок. Проба К898

элементы	кристалл 1.1	кристалл1.2	кристалл3.1	кристалл3.2	кристалл4.1	кристалл4.2
La	0.08	0.29	0.54	5.74	17.69	175.36
Ce	10.2	10.8	11.5	20.9	63.5	323.7
Pr	0.09	0.15	0.25	1.92	5.62	47.91
Nd	1.4	1.5	2.4	10.7	30.2	246.5
Sm	3.0	2.4	2.4	6.7	10.8	51.2
Eu	0.47	0.26	0.35	1.02	1.34	3.83
Gd	17.1	12.9	13.1	21.3	29.8	101.2
Dy	65	54	53	72	78	93
Er	142	128	117	152	155	157
Yb	263	233	212	269	264	261
Lu	41	37	34	44	44	46
Σ РЗЭ	543.34	480.3	446.54	605.28	699.95	1506.7
Σ La/ Σ Sc	0.02639	0.032010	0.0404	0.08443	0.2527	1.7100
Y	802	688	766	891	875	968

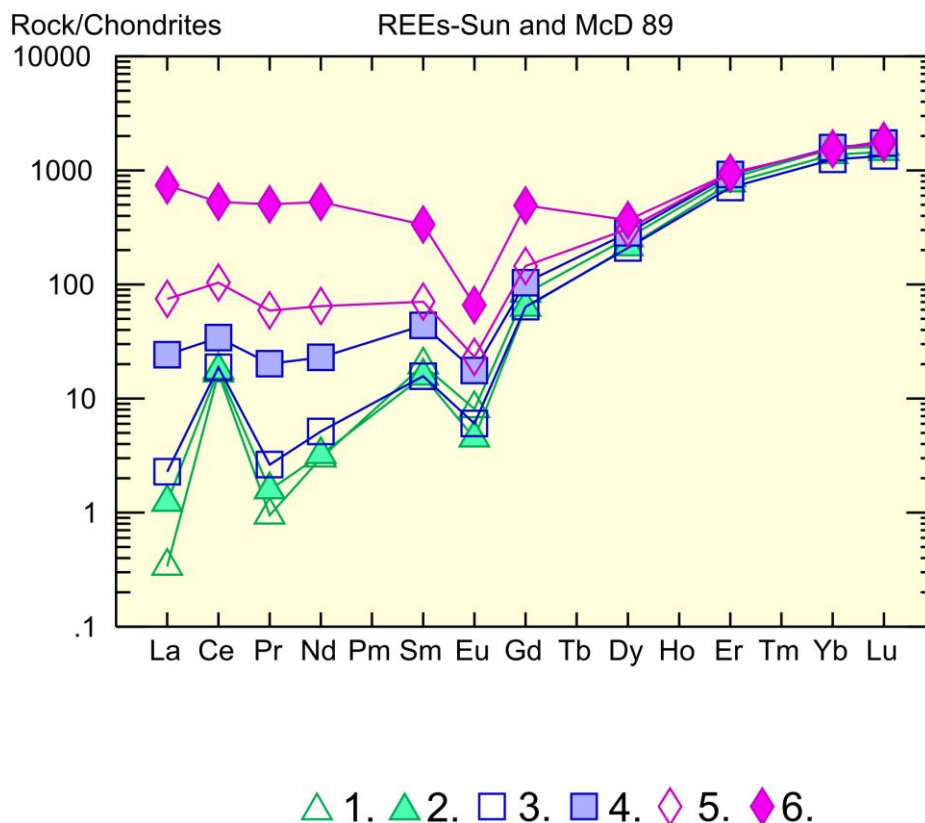


Рис. 4. Распределение РЗЭ в цирконах из риолитов машакской свиты (хр. Бол. Шатак, ур. Матвеев залавок, проба К-898). Номера кристаллов-кратеров (табл.2): 1) кр.1.1; 2) кр.1.2; 3) кр.3.1; 4) кр.3.2; 5) кр.4.1; 6) кр.4.2.

Как следует из табл.2 и рис. 3. распределение РЗЭ в цирконах характеризуются полным набором РЗЭ и достаточно плавным рисунком кривой для ТРЗЭ, их явным преобладанием над ЛРЗЭ (рис. 4), поэтому отношение $\sum La / \sum Sc$, как правило, меньше 1.

На диаграммах, на участке от лантана до гадолиния, наблюдается значительный разброс в распределении РЗЭ: отмечается чёткий максимум по Се и минимум по Еи.

Таким образом, для риолитов и цирконов из риолитов характерны полные спектры РЗЭ и чёткий минимум по Еи.

Отличия заключаются в том, что содержание РЗЭ в цирконах на порядок выше, чем в риолитах, которые являются концентраторами легких лантаноидов (ЛРЗЭ), а цирконы – тяжелых (ТРЗЭ).

Список литературы

1. Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Бушарина С.В., Сергеева Н.Д., Падерин И.П. Цирконовая геохронология машакских вулканитов и проблема возраста границы нижний-средний рифей (Южный Урал) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, № 5, Т. 21, 2013. С. 3–20.
2. Ратов А.А. Геохимия вулканогенных образований машакского комплекса среднего рифея на Южном Урале // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий: Материалы IV Всероссийской молодёжной геологической конференции. СПб: Своё издательство, 2016, 118 с.
3. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Oceanic Basins. Geol. Soc. Spec. Publ., № 42, 1989. P. 313–345.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ФОРМИРОВАНИЯ КВАРЦЕВО-ЖИЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ СОВЕТСКОГО РУДНОГО УЗЛА

С.А. Сильянов¹, Н.А. Некрасова¹, М.А. Рябуха²

¹*Сибирский Федеральный Университет, г. Красноярск*

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

e-mail: natalja_nekrasova@mail.ru

Советский рудный узел расположен в северо-западной части Енисейского кряжа и приурочен к зоне сочленения двух крупных протерозойских структур – Центрального поднятия и Восточной синклинойной зоны. Границей двух названных структур является Ишимбинский глубинный разлом, контролирующий размещение большинства месторождений золото-кварцевой формации на восточном склоне Енисейского кряжа.

Площадь исследуемого района сложена поздне-протерозойскими отложениями, представленными карбонатно-терригенными породами, регионально метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации. Магматизм на территории проявлен слабо и представлен маломощными образованиями Токминского и Татарско-Аяхтинского комплексов. Вместе с тем широко развита как пликтивная, так и дизъюнктивная тектоника, контролирующая рудные тела [Цельковский и др., 1980ф]. В данной работе рассмотрено два кварц-золоторудных месторождения Советского рудного узла – «Доброе» и «Советское».

Разрез месторождения «Доброе» включает породы кординской (тёмно-серые плотные массивные роговикоподобные биотит-кварцевые метаалевролиты, метапесчаники с линзами кварцитопесчаников) и рудовмещающей горбилокской свит (серые с зеленоватым оттенком различной интенсивности сланцы кварц-плагиоклаз-хлорит-серицитового состава, разнообразной текстуры от массивной до тонкой, но несовершенной сланцеватой, структура сланцев микрогранолепидобластовая). Рудные тела кулисообразно залегают в пределах жильно-прожилковых зон, сложены маломощными невыдержанными по простиранию и падению кварцевыми жилами, зонками прожилкования, метасоматически проработанными вмещающими породами, несущими золотую и сульфидную минерализацию [Цельковский и др., 1980ф].

Месторождение «Советское» расположено в углеродистых филлитовидных сланцах горбилокской и алеврито-глинистых углистых сланцах, вмещающих рудные тела. удерейской свит сухопитской серии. Рудные тела представлены крупными телами кварца «амебовидной» формы и жилами, группирующимися в рудные зоны, осложняющими крыло антиклинальной складки [3, 7].

Термо-криометрией изучены индивидуальные флюидные включения кварцево-жильных образований месторождений «Доброе» и «Советское». В жильном кварце месторождений установлено три типа включений: двухфазные – газовой-жидкие; однофазные – жидкие и газовые; трёхфазные – водно-солевой раствор+жидкая уголекислота+газ. Кроме того, выделены первичные, первично-вторичные и вторичные генерации включений, которые встречаются группами до несколько десятков представителей. У включений в пределах одной группы соотношение жидкой и газовой фазы может меняться от 10:90 до 80:20. Формы вакуолей чаще округлые изометричные, вытянутые или неправильные. Размер включений не превышает 20 мкм.

Результаты исследований месторождения «Доброе»

В жильном кварце месторождения «Доброе» исследованы 27 первичных и первично-вторичных индивидуальных флюидных включений. Температура общей гомогенизации зафиксирована в температурном интервале от 180 до 320 С°. Гомогенизация происходила в жидкую и газовую фазы, а также с критическими явлениями. Температурный интервал разгерметизации вакуолей составил 214–362 С°. Температура плавления льда в водной фазе проходила в интервале от (-2) до (-17) С°, что соответствует солёности 4.5 – 20 мас. %, NaCl-

экв. Температура эвтектики жидкой фазы первичных и первично-вторичных включений в кварце определена для шести включений и составили для всех образцов интервал от (-22) до (-39) С°, что указывает на присутствие в составе солевого раствора преимущественно хлоридов Mg и Na. Температура плавления $CO_2 \pm CH_4 \pm N_2$ определена в двухфазных включениях и составила интервал (-57)–(-79) С°, что говорит о наличии как существенно углекислотных включений, так и включений с примесями CH_4 и N_2 . Частичная гомогенизация $CO_2 \pm CH_4 \pm N_2$ происходила в температурном интервале от (-127) до 13 С° как в жидкую, так и в газовую фазы, а также с критическими явлениями.

Результаты исследований месторождения «Советское»

Включения кварцево-жильных образований месторождения Советское (n=79) гомогенизировались в интервале температур 90–350° С с гомогенизацией в жидкую фазу. Для большинства включений этот интервал составил 240–280° С. Концентрация солей в растворе варьирует в пределах 0.8–25, со средними значениями 6–8 мас.% NaCl экв. Во включениях преобладает хлорид кальция, в единичных высокосолёных включениях отмечено присутствие хлорида натрия.

Обсуждение результатов

Исследованиями флюидных включений в жильном кварце золоторудных месторождений Доброе и Советское установлено, что Советский рудный узел сформирован в интервале температур 90–350° С в условиях изменчивой плотности и давления. Солёность раствора Mg-Na-Ca-Cl-содержащих флюидов достигала 25 мас.% NaCl экв. Ранее учёными из г. Новосибирска для флюидных включений месторождения «Советское» были установлены следующие физико-химические параметры: температура гомогенизации – 50–630 °С, давление от 1.5 до 2 кбар, солёность 20–25 мас.% NaCl экв. Отмечена активная роль в процессе формирования рудных зон углекислоты, азота и метана [4; 12]. В.Б. Наумов с соавторами, анализируя золоторудные месторождения Мира установили, что максимум из 9392 определений температур гомогенизации флюидных включений в кварце попадает в интервал 200–300 °С, на «втором месте» – интервал температур 300–400° С [6]. Кроме того, в материалах [9] отмечено, что архейские минералообразующие флюиды золоторудных месторождений «Мира» характеризуются температурами от 50 до 570 С°, а протерозойские – от 50 до 615 С°, при этом средняя температура по всем изученным ими данным (14 000 определений) у архейских выше, чем у протерозойских.

При визуальном осмотре кварцевых пластинок месторождений «Доброе» и «Советское» определено три генерации индивидуальных флюидных включений и наличие представителей с различным соотношением фаз в пределах одной группы, что является нередким для золоторудных объектов Енисейского кряжа. Такие включения наблюдались на месторождениях «Панимба», «Богунайское», «Герфед», «Эльдорадо» и «Олимпиада». При этом для вмещающих рудные тела кварцитов, слагающих жилу «Магистральная» месторождения «Герфед», наличие включений с неравномерным распределением фаз не характерно. Сосуществование газовых и существенно-водных включений является признаком гетерогенности исходного раствора, т.е. его кипения, а это в свою очередь является благоприятным фактором для отложения золотоносных ассоциаций [1; 2; 4; 10; 12].

Поликомпонентность газовой фазы флюидных включений жильного кварца Советского рудного узла, установленная по температуре плавления газовой смеси $CO_2 \pm CH_4 \pm N_2$, также может быть положительным индикатором золотоносности [2].

Для жильного кварца месторождений «Доброе» и «Советское» характерно отсутствие в нём гиперсолёных включений с кристалликами соли, наличие которых установлено на месторождениях «Панимба», «Богунайское», «Олимпиада», «Эльдорадо». Их появление связывают с деятельностью на заключительных стадиях формирования конечного облика кварцевых жил гранитоидов близлежащих массивов [2. 10]. Близлежащий гранитный массив от Советского рудного узла расположен в 18 км [12].

Выводы

Исследования флюидных включений в жильном кварце месторождений «Доброе» и «Советское» позволяют предположить их сингенетичность. Результаты показали близкие физико-химические параметры их образования. Кроме того, наши результаты сопоставимы с предшествующими исследованиями данного района. Кварцевые жилы Советского рудного узла сформированы в интервале температур 90–350° С в условиях изменчивой плотности и давления в результате полистадийного процесса при участии поликомпонентного флюида и Mg-Na-Ca-Cl-содержащего раствора с солёностью до 25 мас.% NaCl экв.

Список литературы

1. Гибшер Н.А., Томиленко А.А., Рябуха М.А., Тимкина А.Л. Золоторудное месторождение Герфед: характеристика флюидов и РТ-условия формирования кварцевых жил (Енисейский кряж, Россия) // Геология и геофизика, № 11, Т. 52, 2011. С. 1851–1867.
2. Гибшер Н.А., Рябуха М.А., Томиленко А.А., Сазонов А. М., Хоменко М.О., Бульбак Т.А., Некрасова Н.А. Характеристика металлоносных флюидов и возраст формирования золоторудного месторождения Панимба (Енисейский кряж, Россия) // Геология и геофизика, №11, Т. 58, 2017. С. 1721–1741.
3. Гулимова Т.С. Сазонов А.М. Ильенок С.С. Составление прогнозно-металлогенической карты Советско-Перевальнинской рудной полосы масштаба 1:50000 // Отчёт по теме Красноярского ГУ, Северная партия, п. Тея, 1973.
4. Долгов Ю. А., Томиленко А.А., Гибшер Н.А. Флюидный режим формирования и термобарогеохимические критерии золотоносности кварцевых жил в метаморфических породах / Термобарогеохимия минералообразующих процессов. Вып. 1. Общие вопросы: Сб. научн. Тр. // АН СССР. Сиб. отделение. Ин-т геологии и геофизики. Новосибирск, 1990. С. 7–19.
5. Мельников. Ф.П. Термобарогеохимия / Ф.П. Мельников. В.Ю. Прокофьев. Н.Н. Шатагин. – М.: Академический проект. 2008. – 222 с.
6. Наумов В.Б., Дорофеева В.А., Миронова О.Ф. Физико-химические параметры формирования гидротермальных месторождений по данным исследований флюидных включений. II. месторождения золота, серебра, свинца и цинка / геохимия. 2014. №6. С. 483–506.
7. Петровская Н.В. Золотое оруденение Енисейского кряжа и особенности процессов формирования золотоносных руд // Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Москва. 1954 г.
8. Плечов П.Ю. Методы изучения флюидных и расплавных включений – М.: Издательство КДУ. 2014. – 268 с.
9. Прокофьев В. Ю., Наумов В. Б., Миронова О. Ф. Физико-химические параметры и геохимические особенности флюидов докембрийских золоторудных месторождений / Геохимия. 2017. № 12. С. 1069–1087
10. Рябуха М.А., Гибшер Н.А., Томиленко А.А., Бульбак Т.А., Хоменко М.О., Сазонов А.М. РТХ-параметры метаморфогенных и гидротермальных флюидов: изотопия и возраст формирования Богунайского золоторудного месторождения южной части Енисейского кряжа (Россия) // Геология и геофизика, №6, Т. 56, 2015. С. 1153–1172.
11. Сазонов А. М., Тишин П. А., Гертнер И.Ф. и др. Отчет «Структурно-петрологический анализ рудовмещающих комплексов Панимбинского рудного узла (Енисейский кряж)». Томск. 2010. С. 193.
12. Томиленко А.А., Гибшер Н.А. Особенности состава флюида в рудных и безрудных зонах Советского кварц-золоторудного месторождения. Енисейский кряж (по данным изучения флюидных включений) // Геохимия, №2, 2001. С. 167–177.

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УГЛЕРОДИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЛЯКОВСКОЙ ТОЛЩИ (ЧЕРНООЗЁРСКОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ)

Сначёв А.В.¹, Нугуманова Я.Н.^{1,2}

¹ – Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа

² – Башкирский государственный университет, Уфа

e-mail: SAVant@rambler.ru

Рассматриваемая территория находится в северной части западного фланга Магнитогорского мегасинклинария и имеет сложное геологическое и тектоническое строение, обусловленное расположением напротив Уфимского выступа. Здесь, сформированные в разное время и в различных геодинамических обстановках структурно-вещественные комплексы, претерпели кардинальные изменения в коллизионные этапы развития Южного Урала.

Отложения поляковской толщи ($O_{1-2}pl$) в данном районе прослеживаются в субмеридиональном направлении вдоль восточного склона Карабашских гор в виде узких полос длиной первые километры и обнажены на г. Крестовой, Заводских Горках и на г. Богородской (рис. 1). Толща представлена натриевыми афировыми базальтами, глинисто-кремнистыми и углисто-кремнистыми сланцами, кремнистыми туффитами, углеродистыми песчаниками и алевролитами, редко вулканомиктовыми песчаниками. Взаимоотношения с нижележащими образованиями тектонические, на западе и востоке они контактируют с серпентинизированными ультраосновными породами Карабашского массива [Кузнецов и др., 2008ф]. Возраст свиты надёжно датирован по конодонтам [3, 4], а также находками останков конодентов в кремнистых сланцах (сборы О.В. Артюшковой). Они найдены на соседнем южном листе (N–41–VII), южнее Уфимского тракта, в 200 м к югу от высоты 415.3 м [Петров и др., 2002ф]. Комплекс конодентов имеет плохую сохранность, но по присутствию в нём элементов родов *Prioniodus* и *Periodon* и по заключению Т.М. Мавринской (ИГ УФИЦ РАН), возрастной интервал определяется в пределах аренигского века раннего–среднего ордовика. Обнажённость образований толщи недостаточная, в основном они изучались в разрозненных разрезах и по керну буровых скважин. Мощность поляковской толщи составляет 800–1000 м.

Углеродсодержащие сланцы состоят преимущественно из кварца (до 70%), серицита (20–40%), углеродисто-глинистого материала (10–20%); акцессорные минералы представлены биотитом, гранатом, рутилом (до 1%). Основная масса породы обладает тонкосланцеватой и мелкоплойчатой текстурой и состоит из пелитовых углеродистых и глинистых частиц, чередующихся с прослоями, состоящими из микроскопических зёрен кварца размером от 0.01 до 0.05 мм и серицита (рис. 2). Нередко в основной ткани пород заключены удлинённые линзовидные «очки» (линзы) кварца, состоящие из одного или нескольких зёрен размером до 0.1 мм и подчёркивающие общую сланцеватость (рис. 2.в).

В породе присутствуют пустоты, по периферии которых нарастают гидроокислы железа и крупнозернистый кварц. Гранат представлен идиоморфными прозрачными бледно-окрашенными зёрнами размером до 0.1 мм (рис. 2.г). В небольшом количестве встречается изменённый биотит.

Кварцевые прослои показывают мелкую пойчатость и собраны в складки, возникшие, вероятно, под влиянием сжатия породы, на которое серицитовые и углеродистые прослои отвечали внутренней подвижкой вещества с образованием z-образной системы, по которой происходили микросдвиги породы (рис. 2.б).

Для определения принадлежности углеродсодержащих пород к тем или иным фациям прогрессивного регионального метаморфизма был проведён термический анализ 15 проб глинисто-кремнистых и углисто-кремнистых сланцев поляковской толщи (таблица).

Для анализа отбирались образцы наименее изменённых углеродистых отложений за пределами зон интрузивных экзоконтактов и интенсивной тектонической переработки, что

позволило исключить их влияние на породы и реконструировать степень именно регионального метаморфизма. Для сланцев поляковской толщи максимальный экзотермический эффект происходит в диапазоне 610–650° С, что соответствует фации зелёных сланцев (мусковит-хлоритовая субфация) [1]. Изменение массы пробы в ходе прохождения экзотермического эффекта даёт возможность оценить содержание $C_{орг}$. В среднем оно составило 1%, что позволяет отнести рассматриваемые отложения к низкоуглеродистому типу [7].

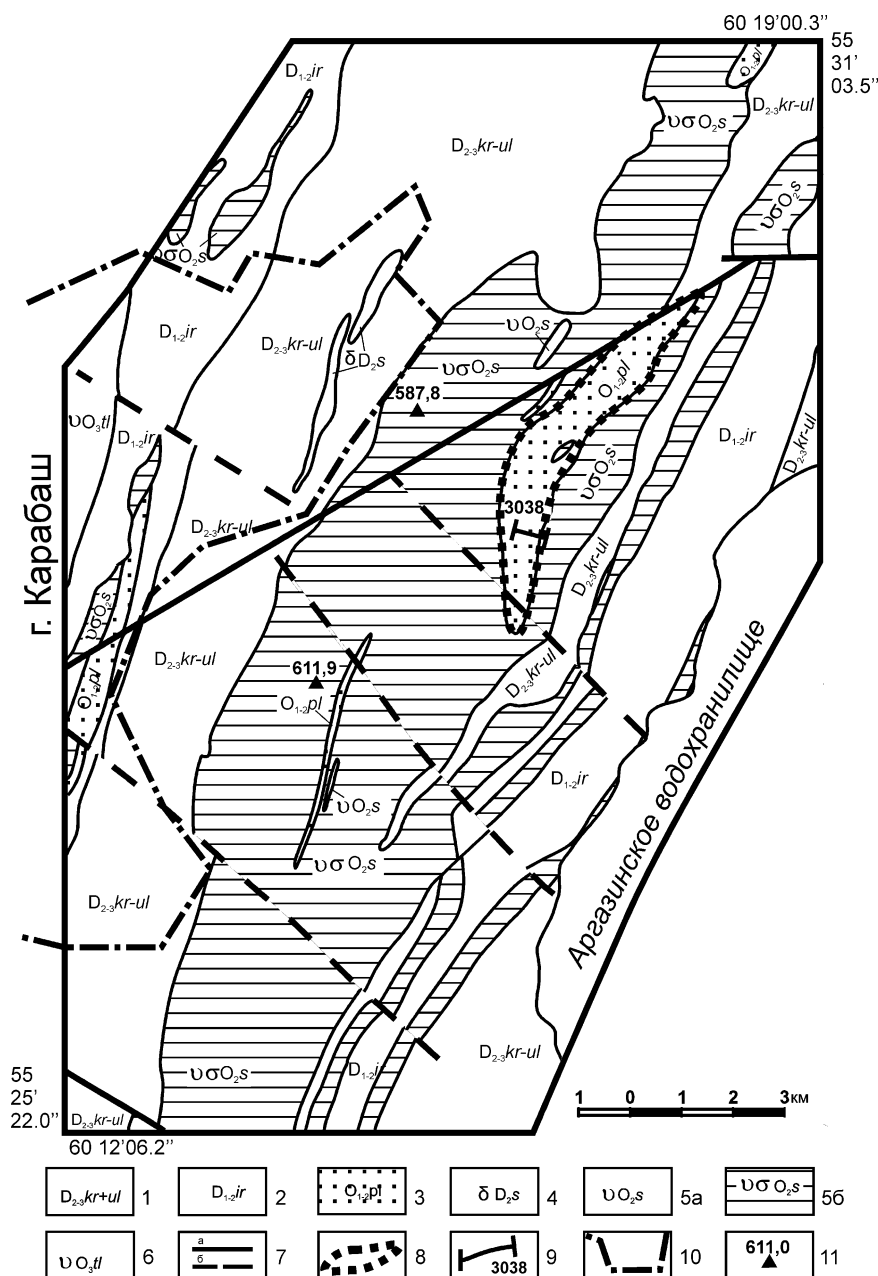
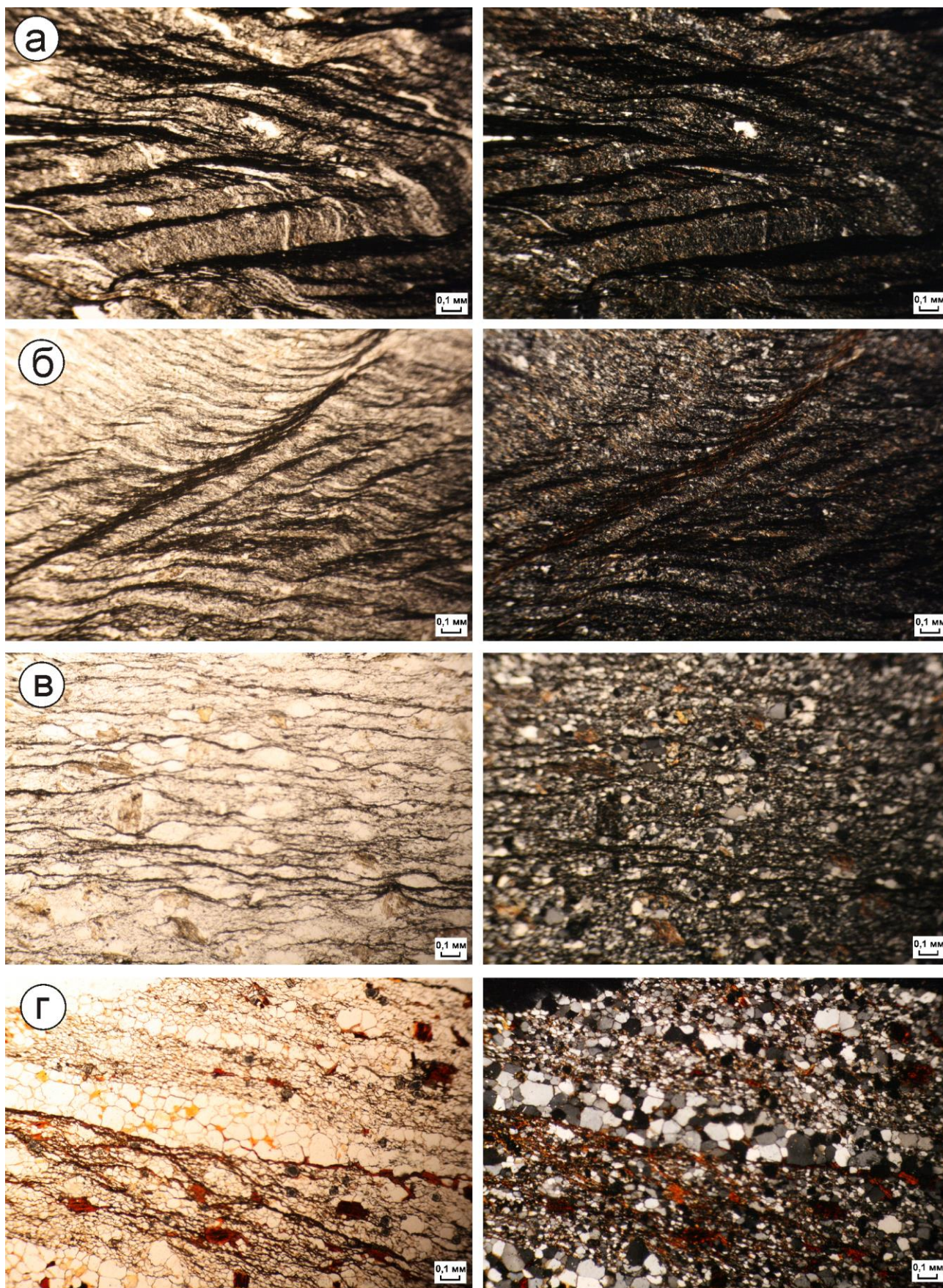


Рис. 1. Схема геологического строения Карабашского гипербазитового массива.

Условные обозначения: 1 – карамалыташская и улутауская свиты; 2 – ирендыкская свита; 3 – поляковская толща; 4 – салаватский комплекс диорит-плагиогранитный; 5 – сакмарский комплекс габбро-дунит-гарцбургитовый (а – габбро, б – гарцбургиты, дуниты, ортопироксениты, серпентиниты); 6 – таловский комплекс дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый (клинопироксениты, верлиты, дуниты серпентинизированные); 7 – тектонические нарушения (а – достоверные, б – предполагаемые); 8 – комплексная геохимическая аномалия; 9 – геохимический профиль и его номер; 10 – контур города Карабаш; 11 – высотные отметки (611.9 м – гора Карабаш).



николи II

николи X

Рис. 2. Фотографии шлифов углеродистых сланцев поляковской толщи.
Образцы: а-б – ИГ-88, в – ИГ-87, г – ИГ-86.

**Температура выгорания и содержания органического углерода в сланцах
поляковской толщи по данным термического анализа**

№ п/п	№ пробы	t ДТА (max). °C	C _{орг.} %
1	3038/17-19	610	1.3
2	3038/32-34	630	1.7
3	3038/36.2-38.4	620	1.4
4	3038/38.6-40.8	635	1.5
5	3038/40.8-43.0	630	1.2
6	3038/43-45	620	1.1
7	3038/45-47	620	1.0
8	3038/69-71	620	0.8
9	3038/71-73	620	0.7
10	3038/73-75	610	0.1
11	3038/77	620	1.2
12	3038/191-193	650	0.9
13	ИГ-85	630	0.8
14	ИГ-87	640	0.4
15	ИГ-88	630	1.2

Примечание: Термогравиметрический анализ проводился на дериватографе Q-1500 (Венгрия) (аналитик Т.И. Черникова, ИГ УФИЦ РАН). Нагрев осуществлялся на воздухе от 20 до 1000° С со скоростью 10° С/мин.

Для определения формационной принадлежности черносланцевых отложений поляковской свиты рассматриваемого района, в ходе проведения работ по геологической съёмке масштаба 1:200 000 в пределах листа N-41-I (Кыштымская площадь) в химической лаборатории Института геологии УФИЦ РАН было выполнено 23 силикатных анализа (аналитик С.А. Ягудина), а также определены содержания Co, Ni, Cr, Cu, Zn (атомно-абсорбционным методом, аналитик Н.Г. Христофорова).

Анализы, вынесенные на диаграмму A-S-C [2], показывают, что подавляющее большинство фигуративных точек довольно компактно укладываются в поле кремнисто-углеродистой формации (рис. 3), что говорит о выдержанном химическом составе. Основным индикатором удалённости бассейна седиментации от береговой линии является примесь терригенного материала, относительную величину которого можно получить из анализа параметра S. Так, чем меньше его значения, тем больше терригенного материала в осадках.

Интерпретация состава углеродистых отложений поляковской свиты проводилась по стандартным петрохимическим параметрам (модулям), рассчитываемым по силикатным анализам [6].

Рассматриваемые отложения, согласно гидролизатному модулю, относятся к типу силитов, класс гипосилитов (среднее значение ГМ = 0.12), а по значениям алюмокремниевого модуля (среднее 0.08) – к кварцевым песчаникам и кремнистым породам. Наиболее информативным является отношение гидролизатного и алюмокремниевого модулей, так как для этих двух модулей типична положительная корреляция, нарушение которой указывает на наличие чуждых примесей в породе (например, низкие АМ при высоких значениях ГМ возникают при появлении железистого вулканогенного материала). К сожалению, для разреза углеродистых отложений (т. н. 3038) закономерности в распределении параметров выявить не удалось. Однако конфигурация графика даёт нам право предположить наличие двух циклов в накоплении углеродистых отложений.

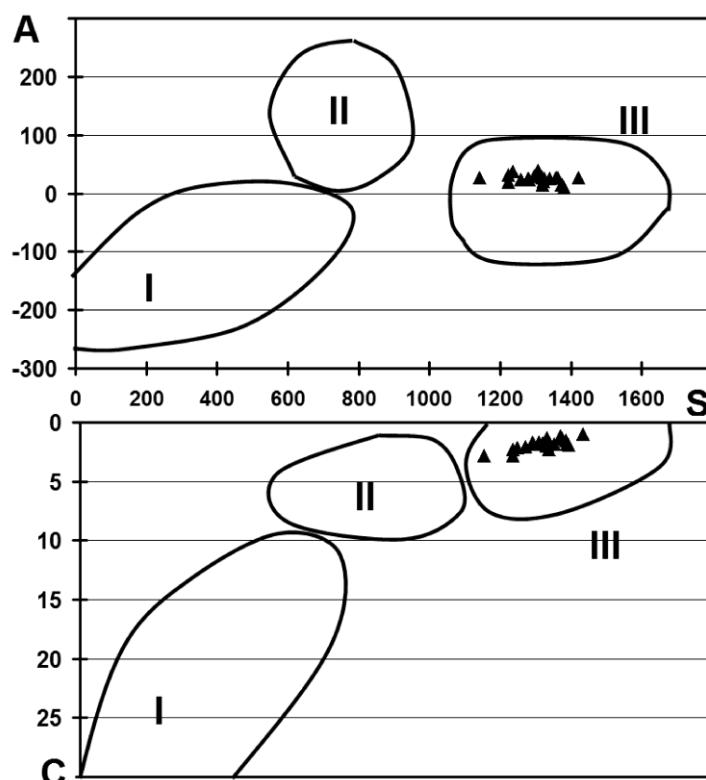


Рис. 3. Типизация углеродистых отложений поляковской свиты с помощью диаграммы О.В. Горбачёва, Н.А. Созинова [2].

Поля формаций: I – карбонатно-углеродистая, II – терригенно-углеродистая, III – кремнисто-углеродистая. Параметры: $A = (Al_2O_3 - (CaO + K_2O + Na_2O)) \times 1000$ и $S = (SiO_2 - (Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + CaO + MgO)) \times 1000$ выражены в молекулярных количествах, параметр $C = (CaO + MgO)$ – в массовых долях оксидов.

Для углеродистых отложений поляковской свиты сумма окислов железа в среднем составляет 3.0%, что говорит о значительной терригенной примеси в составе пород. Для большинства анализов значение закисного модуля составляет меньше 1, что указывает на окислительные условия накопления осадков. Подобная ситуация возможна, если отложение осадка происходило в неоднородных условиях, возможно в зоне шельфа с локальными впадинами. Это подтверждается и отношением железа и марганца (Fe/Mn), для которого характерны значения как глубоководные (10–40), так и мелководные (50–60).

В ходе проведения геохимической съёмки данных углеродистых отложений была выявлена весьма высокая концентрация сульфидной серы, её прямая корреляция с халькофильной группой элементов и закисным железом. Медно-цинк-свинцовая специализация этих отложений сопровождается повышенным фоном никеля, кобальта, марганца, ванадия и рудными концентрациями золота и фосфора [5]. Отметим, что более высокие концентрации некоторых аномалиеобразующих элементов приурочены к графитсодержащим слоям. В частности, результаты анализа бороздовых проб углеродистых сланцев на золото имеют прямую корреляцию с содержаниями $C_{орг}$, что позволяет поставить ряд вопросов по дальнейшему их изучению.

Работа выполнена в рамках Государственного задания по теме № 0252-2017-0014.

Список литературы

1. Блюман Б.А., Дьяконов Ю.С., Красавина Т.Н., Павлов М.Г. Использование термо- и рентгенографических характеристик графита для определения уровня и типа метаморфизма // Записки Всесоюзного Минералогического общества, Вып. 1, Ч. 103, 1974. С. 95–103.

2. Горбачёв О.В., Созинов Н.А. Некоторые петрохимические и геохимические аспекты типизации углеродистых отложений докембрия // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1985. С. 46–57.
3. Иванов К.С., Иванов С.Н. О соотношении главных вулканогенных мегазон Урала – Тагильской и Магнитогорской // Доклады АН СССР, № 4, Т. 318, 1991. С. 937–940.
4. Иванов К.С., Пучков В.Н., Наседкина В.А., Пелевин И.А. Первые результаты ревизии стратиграфии поляковской свиты по конодонтам // Ежегодник–1988, Институт геологии и геохимии УрО АН СССР. Свердловск, 1989. С. 12–13.
5. Сначёв А.В., Кузнецов Н.С., Сначёв В.И. Черноозёрское проявление золота – первый объект на Южном Урале в углеродистых отложениях офиолитовой ассоциации // Доклады Академии наук, №1, Т. 439, 2011. С. 83–85.
6. Юдович Я.Э., Беляев А.А., Кетрис М.П. Геохимия и рудогенез чёрных сланцев Пай-Хоя. СПб.: Наука, 1998. 366 с.
7. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия чёрных сланцев. Л.: Наука, 1988. 271 с.

МЕТОДЫ ОЦЕНКИ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ РУДОНОСНОСТИ ГРАНИТОИДОВ ЮЖНОГО УРАЛА

В.И. Сначёв

Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа

e-mail: savant@inbox.ru

Расширение и укрепление сырьевой базы горнодобывающей промышленности Южного Урала требует повышения эффективности поисково-разведочных работ. Методической основой для этого, наряду с традиционными минералого-геохимическими и структурно-геологическими исследованиями, служат новые подходы с оригинальными критериями прогнозирования. Среди таких методов можно отметить: математическое моделирование динамики кристаллизации гранитоидных массивов, исследование расплавных и газожидких включений в породообразующих минералах, сопоставление с эталонными трендами рудогенных гранитоидных формаций, изучение микроэлементного состава кварца и биотита, кристаллизующихся в самую последнюю очередь и несущих информацию о потенциальной рудоносности кислых интрузий.

Математическое моделирование процесса становления интрузивных тел обеспечивает большой набор вводимых параметров и представляет единственно реальный способ исследования динамики процессов развития тепловых полей, термической переработки вмещающих пород, кристаллизации массивов, а также распространения зон изотермического режима вокруг гранитных массивов, в частности, Ахуновского [2].

Следует подчеркнуть, что скорости миграции изотерм зависят от множества параметров. По периферии массива существовали и такие участки, на которых на протяжении длительного интервала времени, сопоставимого с периодом кристаллизации массивов, не происходило перемещения теплового фронта. Такие участки носят название зон изотермической стабилизации и несут очень важную информацию о концентрации связанного с гранитоидами оруденения [3]. Продолжительность стабилизации температур на подобных участках обеспечивает устойчивость протекания химических реакций, которые способны осуществляться в строго определённом температурном режиме. В первую очередь это относится к устойчивости и полноте протекания процессов концентрирования рудного вещества.

Понятно, что длительность существования зон термостатирования находится в прямопропорциональной зависимости с масштабами оруденения, поэтому быстро кристаллизующиеся мелкие интрузивные тела не способны обеспечить геологически значимого времени существования условий, благоприятных для концентрации металлов. Не обладают они и теми ресурсами тепловой энергии, которая необходима для протекания рудообразующих процессов. Температуры в зонах термостатирования должны соответствовать наиболее благоприятным условиям развития указанных процессов для каждого из рудных элементов. Так, по данным А.И. Тугаринова и Г.Б. Наумова [12], Г.Б. Наумова, И.Л. Ходаковского [7], с низкотемпературными зонами стабилизации (80–160°C) связано формирование низкотемпературного редкометального оруденения, а также киноварь-антимонитовых руд. Температуры 240–300°C благоприятны для отложения полиметаллического свинцово-цинкового оруденения. Более высокие температуры (240–400°C) отвечают условиям формирования золото-кварцевого и кварц-арсенопирит-золотого парагенезиса. Тем более, если по периферии интрузий широко развиты углеродистые отложения [8,10]. Оптимальные условия для концентрации высокотемпературного редкометального оруденения создаются в зонах стабилизации температур 380–430°C.

Пространственно зоны изотермической стабилизации в большинстве случаев, как это отметил В.Г. Золотарев [3], совпадают с зонами трещинообразования, возникающими из-за резких перепадов температур между расплавами и вмещающими породами. В дальнейшем трещиноватость пород играет огромную роль в миграции гидротермальных растворов, а вместе с этим и в отложении оруденения.

Сопоставление результатов математического моделирования с размещением благородно-редкометальных рудных объектов по периферии Ахуновского массива позволило установить, что подавляющее их большинство строго ложится в зоны изотермической стабилизации температур 350–550°C [2].

Исследование расплавных и газовой-жидких включений в кварце. Для оценки условий формирования гранитоидов, как правило, используются три основных параметра: температура гомогенизации включений, давление и концентрация воды в расплаве. Кроме того, важную информацию несут дополнительные параметры – концентрация солей и хлора во флюиде, объём и плотность флюида и т.д. Температура кристаллизации кварца и наложенных процессов определяется по моменту гомогенизации соответственно расплавных и газовой-жидких включений, а давление – по давлению воды в системе расплав–включение. Для гранитоидов Барангуловского массива наличие расплавных включений свидетельствует о первично-магматической природе. Вместе с тем, анализ результатов изучения газовой-жидких включений показывает, что граниты подверглись автометасоматическим изменениям, которые зафиксированы во включениях температурными пиками в 150–170 и 330–350°C.

Для приблизительной оценки глубинности становления гранитов барангуловского комплекса составлена диаграмма в координатах Р–Т (рис. 1), на которую вместе с уралтаускими кислыми интрузивами для сравнения вынесены гранитоиды Монголо-Охотской зоны известных фаций глубинности [5]. Из диаграммы следует, что точки, характеризующие Барангуловский массив, ложатся в область гипабиссальной фации глубинности. Давление воды в расплавных включениях, связанное пропорциональной зависимостью с давлением системы в момент кристаллизации расплава, составляет 2.1–5.4 кбар, температура кристаллизации пород – 830–870°C. Исходя из общепринятых представлений о повышении значений температуры и понижении параметров давления на верхних уровнях эрозионного среза интрузий [4], можно сделать вывод о становлении барангуловских гранитоидов на гипабиссальном уровне.

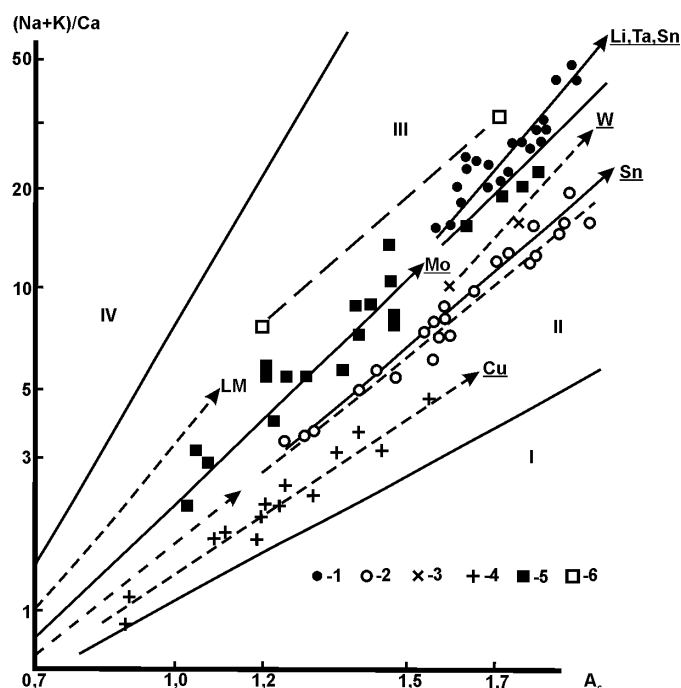


Рис. 1. Вариации температуры кристаллизации и давления флюида для гранитоидов Монголо-Охотской зоны и гранитов барангуловского комплекса: фации глубинности для гранитоидов Монголо-Охотской зоны: 1 – гипабиссальная, 2 – гипабиссально-приповерхностная, 3 – поверхностная; граниты: 4 – Барангуловский, 5 – Мазаринский массивы; линии солидуса систем: онгонит–H₂O (а), гранит–H₂O (б), гранит–CO₂ (в), «сухого» ликвидуса мусковитового гранита (г).

Весьма важные характеристики расплава – флюидонасыщенность и состав флюида, особенно содержание в нём хлора, обеспечивающего экстракцию и перенос многих металлов [5]. На большом фактическом материале по Монголо-Охотской зоне в данной работе определено, что в рудоносных гранитоидах, в частности редкометальных, довольно высокие концентрации хлора, воды и растворённых в ней солей. По этим параметрам граниты Барангуловского массива приближаются к лейкократовым редкометальным гранитам завершающих плутонических серий.

Обратимся к оценке потенциальной рудоносности гранитоидов с помощью **классификационной диаграммы эталонных трендов рудогенных гранитоидных формаций**, разработанной Л.С. Бородиным [1]. На этой диаграмме (рис. 2) $Ac-(Na+K)/Ca$, где Ac – универсальный параметр кислотности–основности, учитывающий не только содержания, но и химическую активность породообразующих элементов, а $(Na+K)/Ca$ – параметр, характеризующий степень щелочности–известковистости, показаны типовые тренды редкометальных, оловорудных и медных провинций мира по отношению к S- и I-гранитам. В том числе: Sn-тренд известково-щелочных гранитов и лейкогранитов; Li, Ta, Sn (Li-Ta-Nb-Sn) – тренд субщелочных плюмазитовых редкометальных лейкогранитов; W (W-Mo) – тренд субизвестково-щелочных лейкогранитов; Cu – тренд низкощелочных субизвестковых мезогранитоидов медно-порфировых провинций; Mo (Mo-Cu) – порфировый тренд монцонитоидов и субизвестково-щелочных лейкогранитов молибден-порфировых провинций. Как видно из диаграммы, W-Mo тренд располагается в поле IIв и соответствует субизвестково-щелочным лейкогранитам S- типа, образование которых связывается с завершающими этапами длительной эволюции мантийно-корового магматизма в коллизионных обстановках внутриконтинентальных или окраинно-континентальных орогенных поясов.

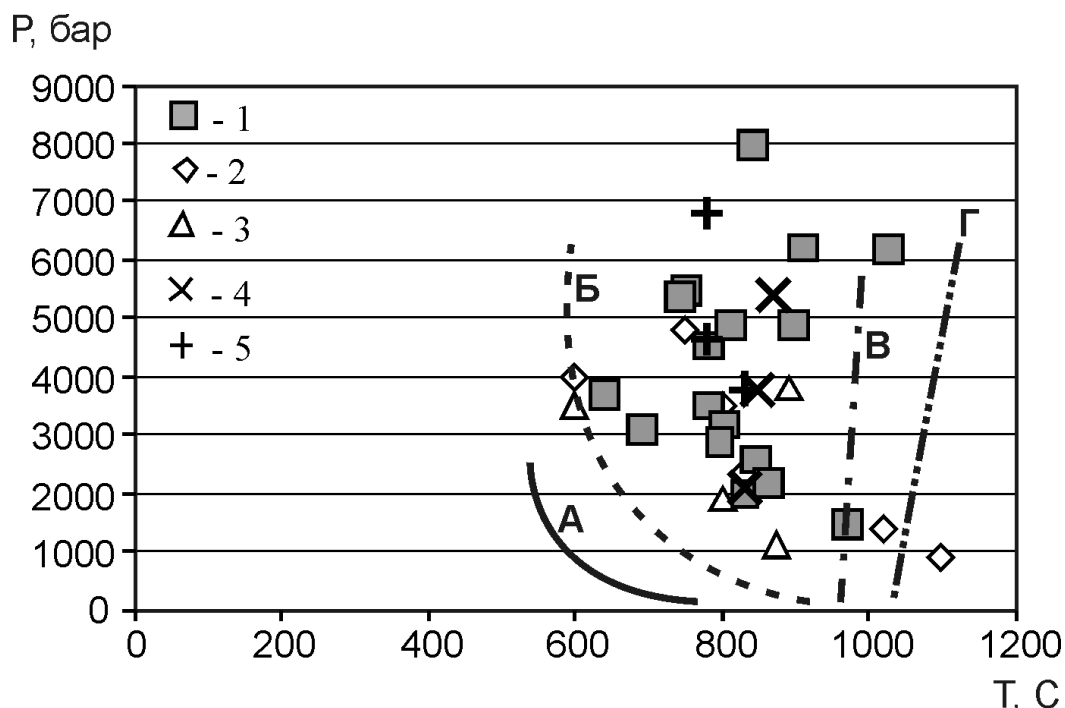


Рис. 2. Эталонные тренды рудогенных гранитоидных формаций на диаграмме $(Na + K)/Ca-Ac$ [1]: 1–5 – тренды составов гранитоидов по месторождениям и рудным районам различных регионов мира: 1 – Li, Ta, Sn; 2 – Sn; 3 – W; 4 – Cu; 5 – Mo; 6 – тренд лейкократовых танталоносных гранитов Барангуловского массива. Классификационные поля: I – известковое, II – известково-щелочное, III – субщелочное, IV – щелочное; LM – латитовый (монцонитовый) тренд, Ac – универсальный параметр общей кислотности–основности магматитов.

Петролого-геохимическое изучение пород Барангуловского массива показало, что он принадлежит к формации мезо-гипабиссальных дифференцированных гранитных комплексов, характерных для консолидированных складчатых областей и срединных массивов, где обычно развита редкометально-редкоземельная минерализация. На основе петрохимических данных установлено соответствие рассматриваемых пород субщелочным магматическим сериям и эталонному Li-, Ta-, Nb-, Sn-тренду рудогенных гранитоидных формаций (рис. 2).

Изучение микроэлементного состава кварца и биотита. Известно, что при дифференциации магмы наблюдается увеличение редких и рудных элементов к концу процесса. Это объясняется растущей ролью летучих компонентов, которые связаны, в свою очередь, с появлением всё более кислых и щелочных дифференциатов [6, 11]. Эти особенности развития магматической системы должны максимально реализоваться в пороодообразующих минералах, кристаллизующихся в самую последнюю очередь, к числу которых относятся в большинстве случаев кварц и биотит. Поэтому изучение содержаний редких и рудных элементов в этих минералах может явиться дополнительным, если не определяющим, признаком, на основе которого решается вопрос о потенциальной рудоносности массивов гранитоидов. Подобные работы, основанные на изучении содержаний редких и рудных элементов в биотите и кварце гранитоидов, доказали достаточную надежность применения метода в различных регионах страны. Надёжность постановки рассматриваемого геохимического метода заметно возрастает, если иметь для каждого пороодообразующего минерала гранитоидов средние содержания редких и рудных элементов в масштабе региона, т. е. необходимо знать их кларки. Практика показала, что не все редкие и рудные элементы, содержащиеся в пороодообразующих минералах гранитоидов, могут служить критерием рудоносности последних. Такими особенностями обладают только те элементы, которые имеют в данном минерале максимальный коэффициент концентрации, равный отношению содержания элемента в минерале к соответствующему содержанию в породе. Коэффициент концентрации свидетельствует о том, что тот или иной элемент концентрируется не во всех минералах поровну, а преимущественно в одном или двух из них, поэтому каждый минерал используется как минерал-индикатор на несколько элементов: роговая обманка на скандий, бор, иттрий; биотит на олово, литий, цезий, фтор, молибден, ниобий и т.д.; плагиоклаз на уран, бериллий; кварц на золото, вольфрам и т.д. [6]. Это в основном те элементы, которые либо накапливаются к концу процесса дифференциации, либо образуют долгоживущие комплексы с фтором, либо химически инертные. В частности, перспективы гранитоидов Кочкарской площади по данным параметрам связаны с золотом, радиоактивными элементами и тантало-ниобатами [9]. И если золотоносными и редкометальными могут быть как мигматиты, так и микроклиновые граниты, то обогащёнными радиоактивными элементами являются только последние.

Список литературы

1. Бородин Л.С. Модельная система петрогеохимических и металлогенических трендов гранитоидов как основа прогноза месторождений Sn. Li. Ta. Nb. W. Mo. Cu // Геология рудных месторождений, №1, Т. 46, 2004. С. 3–26.
2. Демин Ю.И., Сначёв В.И. Тепловые поля Ахуновского гранитного массива и закономерности размещения в них оруденения // Доклады АН СССР, №1, Т.261, 1981. С. 152–156.
3. Золотарев В.Г. Зоны стабилизации температур в тепловых полях гранитоидов и расположение в них рудных месторождений // Методы геохимического прогнозирования. Прага. Т. 1, Вып. 1, 1979. С. 112-124.
4. Коваль П.В. Региональный геохимический анализ гранитоидов. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1998. 492 с.
5. Коваль П.В., Прокофьев В.Ю. Р-Т условия кристаллизации гранитоидов Монголо-Охотской зоны по данным исследования расплавных и флюидных включений // Петрология, №5, Т. 6, 1998. С. 497–511.

6. *Ляхович В.В.* Редкие металлы в породообразующих минералах гранитоидов. М: Недра, 1972. 200 с.
7. *Наумов Б.Г., Ходаковский И.Л.* Термодинамический анализ факторов образования минералов гидротермальных месторождений // Доклады 1 Международного геохимического конгресса, Т. 2, 1973. С. 19–24.
8. *Сначёв А.В., Кузнецов Н.С., Сначёв В.И.* Черноозеёрское проявление золота – первый объект на Южном Урале в углеродистых отложениях офиолитовой ассоциации // Доклады Академии наук, №1, Т. 439, 2011. С. 83–85.
9. *Сначёв В.И., Муркин В.П.* Новые данные по магматизму, метаморфизму и металлогении Кочкарской площади (Южный Урал) / Препринт, Уфа, 1989. 23 с.
10. *Сначёв В.И., Сначёв А.В.* Закономерности размещения золоторудных проявлений в углеродистых отложениях Белорецкого метаморфического комплекса (Южный Урал) // Вестник Воронежского государственного университета, Серия: Геология, №2, 2014. С. 79–87.
11. *Солодов Н.А., Балашов Л.С., Кременецкий А.А.* Геохимия лития, рубидия и цезия. М.: Наука, 1980. 233 с.
12. *Тугаринов А.А., Наумов Г.Б.* Физико-химические параметры гидротермального минералообразования // Доклады 1 Международного геологического конгресса. М.: Т. 2, 1973. С. 77–86.

МЕТАТЕРРИГЕННЫЕ ПОРОДЫ ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Н. С. Уляшева

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар.

e-mail: nsulasheva@geo.komisc.ru

На Полярном Урале в пределах Центрально-Уральской тектонической зоны верхнепротерозойские отложения представлены няровейской серией и немурюганской свитой. Няровейская серия с запада и востока обрамляет раннепротерозойские комплексы [2]. Возраст серии по последним данным считается не древнее верхнего рифея [4], а метаморфизм не превышал уровня зеленосланцевой фации [3]. Няровейская серия снизу вверх разделяется на верхнехарьбейскую и минисейшорскую свиты, в которых распространены слюдистые сланцы без актинолита и актинолитсодержащие разновидности пород.

Нами были изучены слюдистые сланцы минисейшорской свиты по руч. Няршор, Сядатояха, Графитовый, Харчерузь, Бадьяеган. Они представлены в основном переслаивающимися толщами серых, зеленовато-серых полосчатых, иногда пloyчатых, преимущественно альбит-хлорит-мусковит-кварцевых, альбит-мусковит-кварцевых, хлорит-мусковит-кварцевых и мусковит-кварцевых сланцев. Значения дискриминантной функции $DF(x)$ [1], подсчитанные по химическим составам рассматриваемых сланцев больше -0.3 , что указывает на их формирование по осадочным образованиям.

Альбит-хлорит-мусковит-кварцевые и альбит-мусковит-кварцевые разновидности осадочных пород содержат в переменном количестве биотит, эпидот, гранат, кальцит и по содержанию в них хлорита и мусковита их можно разделить на меланократовые (50 % и более), мезократовые (40–50 %) и лейкократовые (менее 40 %) разновидности.

На диаграмме М. Хиррона [6], идентифицирующей составы терригенных пород, точки составов меланократовых образований попадают в основном в область глинистых сланцев (рис. 1). Согласно классификации Я. Э. Юдовича [5] они являются псевдогипогидролизатами и псевдонормосиаллитами. Высокие количества в породах значений ГМ (0.45–0.61), АМ (0.3–0.46), ЖМ (0.28–0.56) и ФМ (0.16–0.33) также подтверждают пелитовую природу протолита метаморфитов и указывают на существенную примесь туфогенного материала.

Точки составов мезократовых метаморфитов на вышеназванной диаграмме располагаются на границе вакк и глинистых сланцев. Они являются нормосиаллитами, псевдогипосиаллитами и псевдонормосиаллитами. Значения литохимических модулей в рассматриваемых сланцах составляют – ГМ – 0.33–0.48, ФМ – 0.11–0.2 и АМ – 0.25–0.33, что сближает их с алевропелитами.

Лейкократовые разновидности сланцев на диаграмме М. Хиррона обнаруживают схожесть с граувакковыми и железистыми песчаниками и являются гипосиаллитами, псевдомиосиаллитами, миосилитами. По сравнению с метапелитами и метаалевропелитами они имеют пониженные значения литохимических модулей: ГМ – 0.23–0.32, ФМ – 0.09–0.13, АМ – 0.15–0.23 и диагностируются как псаммиты.

Точки составов хлорит-мусковит-кварцевых и мусковит-кварцевых сланцев на классификационной диаграмме занимают область литаренитов, а также располагаются на границе полей железистого песчаника и кварцевого аренита. Они представлены нормосилитами, псевдонормосилитами и суперсилитом и имеют значения литохимических модулей (ГМ – 0.04–0.17, ФМ – 0.01–0.06, АМ – 0.02–0.11), характерные для псаммитов.

Реконструкция первичного состава метаосадочных пород минисейшорской свиты показала, что они представлены переслаивающимися метаморфизованными пелитами, алевропелитами, граувакковыми песчаниками и литаренитами. Для установления источников сноса терригенных образований широко используются содержания петрохимических компонентов, редких (Th, Co, Sc, Cr, V) и редкоземельных элементов, а также их соотношения.

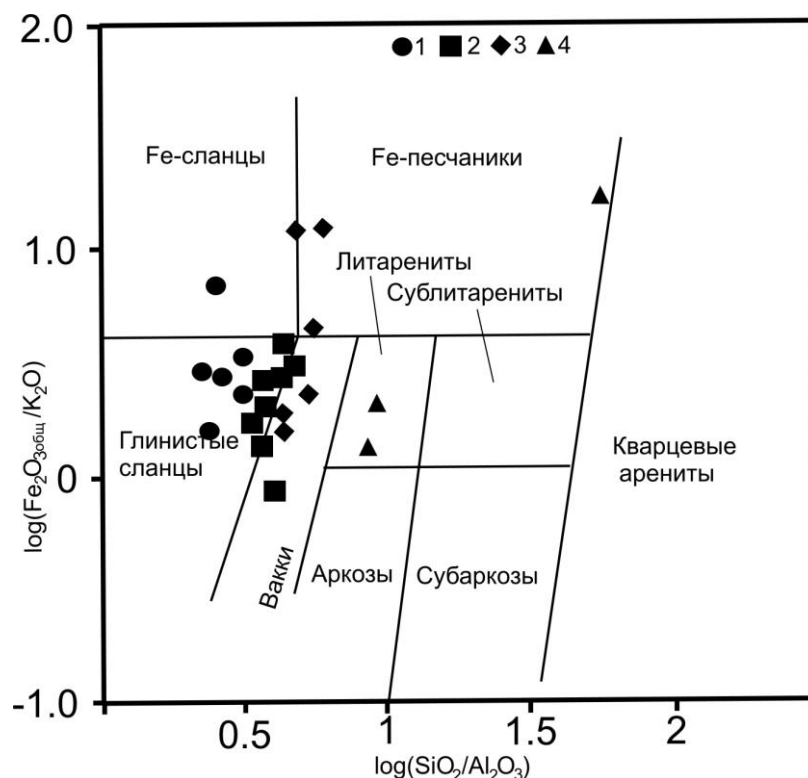


Рис. 1. Распределение точек составов метаосадочных пород на классификационной диаграмме М. Хиррона [6]. Точки составов сланцев: 1 – меланократовых альбит-хлорит-мусковит-кварцевых и альбит-мусковит-кварцевых, 2 – мезократовых альбит-хлорит-мусковит-кварцевых и альбит-мусковит-кварцевых, 3 – лейкократовых альбит-хлорит-мусковит-кварцевых и альбит-мусковит-кварцевых, 4 – хлорит-мусковит-кварцевых и мусковит-кварцевых.

На диаграмме F1–F2 [7], идентифицирующей источники сноса терригенного материала, точки составов парасланцев минисейшорской свиты располагаются в основном в областях богатых кварцем осадочных образований и изверженных пород среднего состава. Спектры содержаний редкоземельных элементов в изучаемых метаосадочных породах, нормированных относительно содержаний этих элементов в хондрите, близки по распределению к спектру постархейского глинистого сланца – PAAS, что свидетельствует о формировании их в основном за счёт кислого и среднего петрофонда. Анализ соотношений элементов La/Sc, Th/Co, La/Th и Hf в метаморфитах подтверждают вклад пород кислого состава зрелой континентальной коры. В то же время высокие значения соотношений элементов Cr/V (0.26–0.6) указывают на наличие в размываемом материале также основных и средних пород.

Таким образом, в формировании протолитов (пелитов, алевропелитов, граувакковых песчаников и литаренитов) слюдистых сланцев минисейшорской свиты участвовали более древние богатые кварцем парагнейсы, магматиты кислого и среднего состава. В меньшей степени размывались породы основного состава.

Список литературы

1. Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А., Крылов Д.П. Разделение силикатных осадочных и магматических пород по содержанию петрогенных элементов с помощью дискриминантного анализа // Докл. АН, № 3, Т.453, 2013. С. 310–313.
2. Глубинное строение Тимано-Североуральского региона / А.М. Пыстин, В.Л. Андреичев, О.В. Удортатина. Сыктывкар: Геопринт, 2011. 261 с.
3. Гракова О.В. Термодинамические условия метаморфизма верхнепротерозойских отложений Полярного Урала // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, № 6, 2017. С. 13–19.

4. Уляшева Н. С., Пыстин А. М., Пыстина Ю. И., Гракова О. В., Хубанов В. Б. U–Pb LA-SF-ICP-MS датирование цирконов из верхнепротерозойских отложений Полярного Урала // Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием «Геодинамика, вещество, рудогенез Восточно-Европейской платформы и её складчатого обрамления». Сыктывкар, 2017. С. 223–224.
5. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
6. Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sed. Petrol., V. 58, 1988. P. 820–829.
7. Roser B.P., Korsch R.J. Provenance signatures of sandstone mudstone suites determined using discrimination function analysis of major element data. Chem Geol., V. 67, 1988. P. 119–139.

СВЯЗЬ ПЕТРОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ МАССИВА ОРЦОГ-УЛА, ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ

М.О. Шаповалова^{1,2}, Л.В. Цибизов¹, Р.А. Шелепаев^{1,2}

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Сболева СО РАН, Новосибирск

²Новосибирский государственный университет, Новосибирск

e-mail: shapovalovam@igm.nsc.ru

Расслоенный перидотит-габбровый массив Орцог-Ула находится на северном склоне Хангайского нагорья в левобережье р. Тамирын-Гол с площадью выхода на поверхность около 5 км² (рис. 1а). Он прорывает метаморфические толщи, сложенные кварцитами, гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами. Центральная его часть пространственно совпадает с вершиной горы Ундэр-Орцог-Ула (Западная Монголия). Исследования, проведённые нами на массиве, показывают двухфазное строение [10] (рис. 1б): 1) ритмично-расслоенная перидотит-габбровая серия пород, характерная для северной и центральной частей массива; 2) биотитсодержащие амфибол-оливиновые габброиды со слабым изменением меланократовости, расположенные в южной части массива. Такое строение отличается от ранее полученной схемы интрузива [2]. Геофизические исследования уточнили границы массива и границы между фазами.

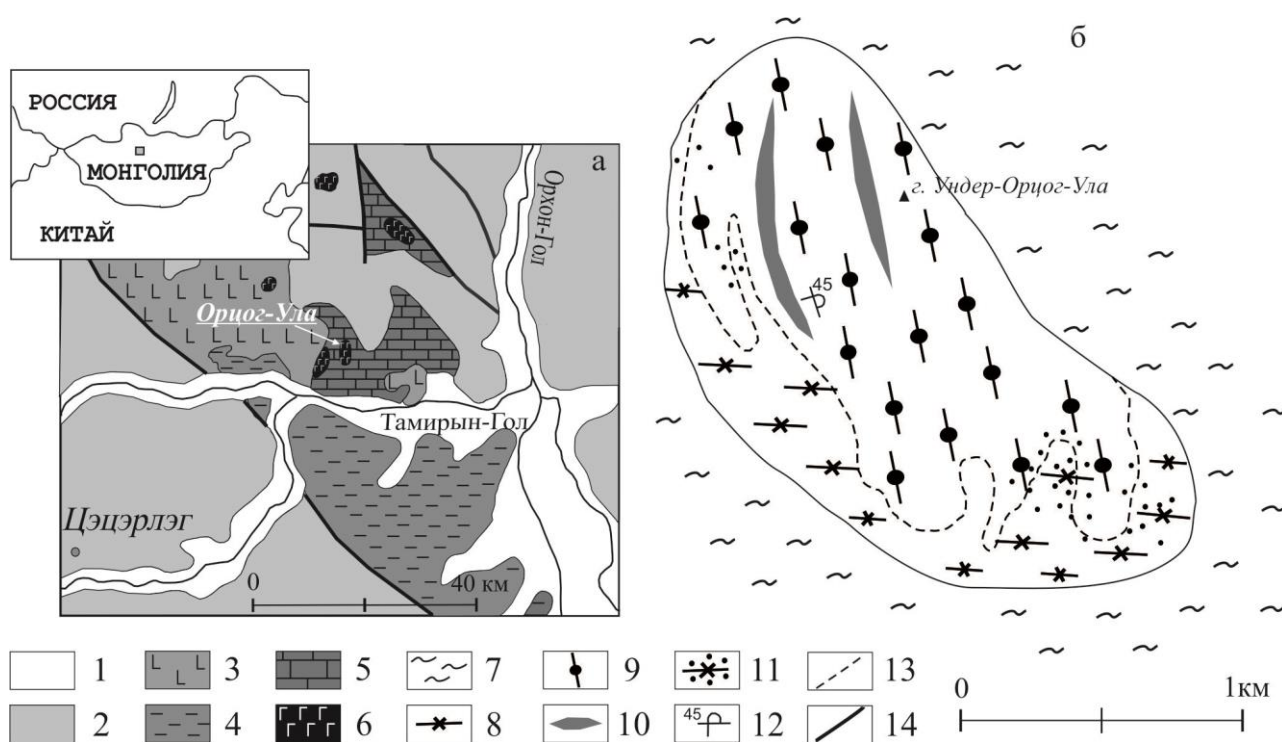


Рис. 1. Геологическая схема строения северного склона Хангайского нагорья [7] (а) и массива Орцог-Ула (наши данные) (б).

Условные обозначения: 1 – четвертичные отложения; 2 – осадочные терригенные породы (PZ3–MZ2); 3 – базальты (PZ3); 4 – зелёные сланцы (R3–C1); 5 – карбонатные породы (R3–C1); 6 – интрузии тамирского комплекса (PZ1); 7 – кристаллические сланцы и гнейсы; 8 – габбро и габбронориты второй фазы; 9–10 – породы первой фазы: 9 – оливиновые габбро, габбронориты и троктолиты; 10 – ультрамафиты (плаггиогарцбургиты, лерцолиты) и меланотроктолиты; 11 – габброиды с сульфидной вкрапленностью; 12 – опрокинутое залегание пород; 13 – контакт между фазами; 14 – разломы.

Методы исследования. Анализ валового состава пород проводился методом рентгенофлуоресцентного анализа в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск) на приборе ARL 9900 (Thermo Scientific, Швейцария). Анализ содержания редких элементов проводился в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) методом ICP-MS на масс-спектрометре MAT Element-I (Finnigan, Германия). Определение возраста по изотопным соотношениям U и Pb в цирконах осуществлялось на прецизионном вторично-ионном (SIMS) микрозонде высокого разрешения SHRIMP-II (Sensitive High Resolution Ion MicroProbe II, ASI, Австралия) в Центре Изотопных Исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Определение возраста ^{39}Ar - ^{40}Ar методом проводилось по монофракциям биотита и амфибола в ИГМ СО РАН. Во время экспедиционных работ на массиве Орцог-Ула была выполнена наземная магнитная съёмка и построена карта аномальных значений модуля вектора магнитной индукции (F) (рис. 2). Для магнитной съёмки использовался пешеходный магнитометр ММПОС-2 с двумя процессорными оверхаузеровскими датчиками POS-1. Измерения магнитной восприимчивости горных пород (табл.) выполнялось полевым каппаметром КТ-5 с разрешающей способностью 10–5 СИ, по каждой серии из 3-х измерений на образце рассчитывалось среднее значение.

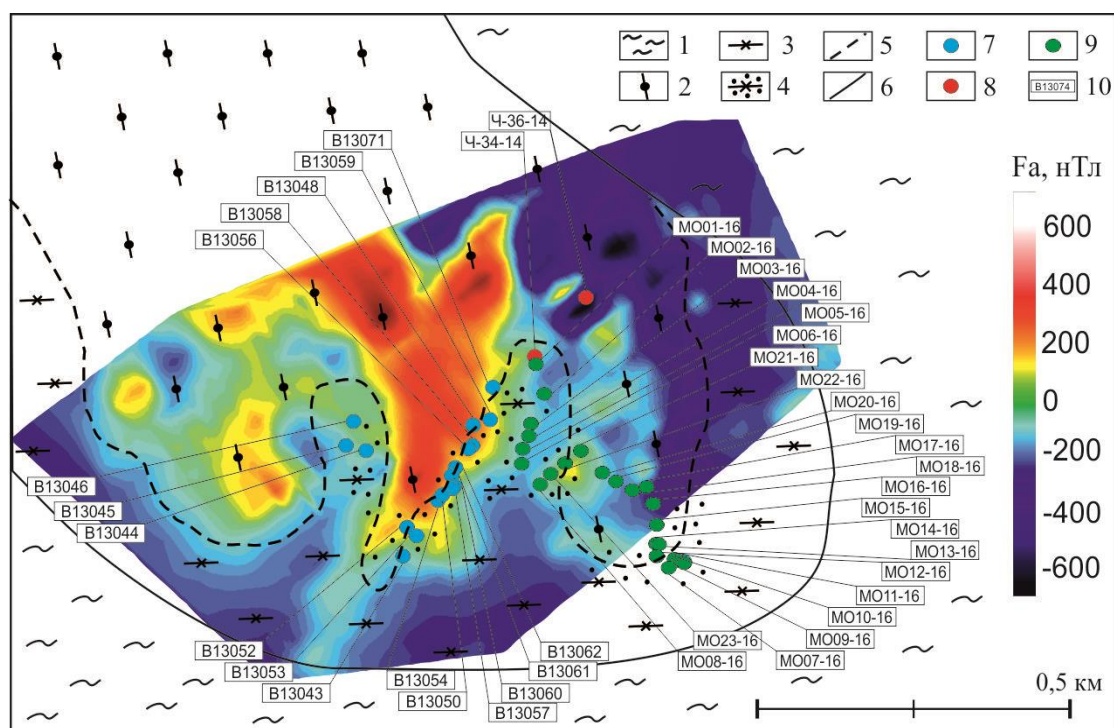


Рис. 2. Карта аномальных значений модуля вектора магнитной индукции, совмещенная со схемой массива по нашим данным: 1 – кристаллические сланцы и гнейсы; 2 – габброиды первой фазы; 3 – габброиды второй фазы; 4 – габброиды с сульфидной вкрапленностью; 5 – граница между фазами; 6 – граница с вмещающими породами; 7 – образцы за 2013 год; 8 – образцы за 2014 год; 9 – образцы за 2016 год; 10 – номер образца.

Петрологические данные по массиву Орцог–Ула. На массиве Орцог–Ула при первом же исследовании было обнаружено обратное распределение пород по разрезу. Каждый ритм расслоенной серии массива от основания к вершине (в современных координатах) сложен последовательно: лейкогаббро, мезогаббро, троктолитом, меланотроктолитом и перидотитом. Такая последовательность является обратной и противоречит наблюдаемой последовательности в других массивах с нормальным залеганием, в которой меланократовые породы сменяются более лейкократовыми от основания к верхней части ритмов в соответствии с кристаллизационной дифференциацией [4, 6]. Эти данные по расслоенной серии массива Орцог–Ула свидетельствуют о его опрокинутом положении, что не против-

речит геологической карте L-48-I,II [5], где в исследуемом регионе Хангайского нагорья показана складчатость вмещающих осадочных пород с опрокинутым залеганием в раннем протерозое, карбоновой и триасовой системах раннего мезозоя.

Основной петрохимической особенностью пород интрузива является разница, проявленная между породами первой и второй фаз. На диаграмме MgO–сумма щелочей наблюдается отрицательная корреляция между этими параметрами для пород первой фазы, а фигуративные точки составов пород второй фазы образуют отдельное поле. Породы 2-ой фазы отличаются от пород 1-ой фазы более высокими содержаниями щелочей, особенно K₂O (до 0.8 мас.% против 0.2 мас.%), а также P₂O₅, TiO₂ (до 0.06 и 0.5 мас. %, соответственно) при содержании MgO 17–21 мас. %. При одинаковом содержании MgO содержания некогерентных элементов сильно различаются, следовательно, породы обеих фаз не могут являться производными одного расплава.

Таблица

Магнитная восприимчивость пород массива Орцог–Ула

Образец	Разновидность породы	Магнитная восприимчивость, к. 10^{-3} СИ	Образец	Разновидность породы	Магнитная восприимчивость, к. 10^{-3} СИ
<i>Породы первой фазы</i>			<i>Породы второй фазы</i>		
B13048	меланогаббро с сульфидами	11.8	B13043	меланогаббро с сульфидами	5.34
B13050	перидотит	46.05	B13044	Ol габбро	2.86
Ч–2–14	габбронорит с сульфидами	3.1	B13045	Ol меланогаббро с сульфидами	3.25
Ч–4–14	Меланократовый троктолит	17.5	B13046	габбро с сульфидами	6.01
Ч–5–14	Плагиперидотит	29.7	B13052	габбро с сульфидами	6.62
Ч–8–14	Ol меланогаббро	0.56	B13056	габбро с сульфидами	2.52
Ч–10–14	Ol мезогаббро	0.18	B13057	Вт–содержащее Ol меланогаббро	1.8
Ч–25–14	Плагиперидотит	28.1	B13058	мезогаббро с сульфидами	6.6
Ч–28–14	амфиболовое габбро	0.18	B13059	меланогаббро с сульфидами	4.68
Ч–30–14	дунит	35.3	B13060	мезогаббро и сульфидами	7.09
Ч–31–14	Ol мезогаббро с сульфидами	3.05	B13062	габбро с сульфидами	2.7
Ч–32–14	амфиболовое габбро	0.22	МО–2–16	лейкогаббро	0.86
Ч–34–14	лейкогаббро	0.65	МО–3–16	Вт–содержащее лейкогаббро	2.38
Ч–36–14	Ol мезогаббро	0.12	МО–4–16	лейкогаббро	1.04
МО–11–16	лейкогаббро	1.12	МО–5–16	Вт–содержащее лейкогаббро	4.94
МО–12–16	лейкогаббро	1.1	МО–6–16	лейкогаббро	0.33
МО–15–16	мезогаббро	0.63	МО–7–16	Вт–содержащее лейкогаббро	4.28
МО–16–16	мезогаббро	0.56	МО–8–16	лейкогаббро	1.43
МО–18–16	мезогаббро	0.58	МО–23–16	Вт–содержащее лейкогаббро	3.25

Примечание: породы от Ч–2–14 до Ч–32–14 не вошли в пределы карты аномальных значений вектора магнитной индукции (рис. 3).

Одной из основных геохимических особенностей пород массива Орцог–Ула является их обеднённость редкоземельными элементами. Содержание REE не превышают 10-ти кратной величины, соответствующей хондриту [8], при этом максимальные их концентрации отмечаются в породах 2-ой фазы: в биотит–содержащем рудоносном мезогаббро. В основном для всех пород характерен слабый отрицательный наклон (более выраженный для пород 2-ой фазы) с небольшим обогащением лёгких редких земель (LREE) с отношением $(La/Yb)_N = 2.24–3.05$, а также плоский спектр для тяжёлых редких земель (HREE).

Геохимической особенностью пород массива является также их деплетированность в отношении большинства крупноионных литофилов (LILE) (за исключением Sr, Cs и Ba) и высокозарядных элементов (HFSE) относительно N–MORB [11]. Для пород первой фазы выделяются положительные аномалии Cs, Sr, U и Eu, а также отрицательные аномалии по HFSE, таким как Th, Nb, Zr, Hf и Ti. Породы 2-ой фазы на всем спектре характеризуются более высокими содержаниями элементов, нормированных на примитивную мантию [9], относительно пород 1-ой фазы.

Возраст массива Орцог–Ула впервые получен нами, и он не соответствует ранее предполагаемому PZ_1 [2]. U–Pb–изотопное датирование по циркону пород 2-ой фазы показало 272 ± 2 млн лет, что соответствует ранней перми. Все выделенные зёрна имеют отчётливое зонально–секториальное строение, что указывает на их магматическое происхождение и кристаллизацию из базитового расплава. Ar–Ar–датирование было проведено для пород обеих фаз. В спектрах роговой обманки (1 фаза) и биотита (2 фаза) были выделены плато, характеризующиеся 96 % выделенного ^{39}Ar , соответствующие возрастам 278.7 ± 2.5 млн лет для первой фазы и 257.3 ± 6.5 млн лет – для второй. Полученные возраста соответствуют границе ранней и средней перми.

Геофизические данные по массиву Орцог–Ула. На карте аномалий модуля вектора магнитной индукции (F) отчётливо выделяются две области: с амплитудой 200–600 нТл и –200–0 нТл (рис. 2). Картина осложняется множеством неоднородностей, возникающих вследствие особенностей рельефа, а также локальными отрицательными аномалиями, связанными, предположительно, с отдельными небольшими остатками вмещающих пород.

Согласно геологическим представлениям о массиве, описанным выше, эти области могут быть представлены породами 1-ой и 2-ой фазы. Соответственно, породы первой фазы (согласно табл. 1) обладают повышенной магнитной восприимчивостью порядка $11–46 \cdot 10^{-3}$ СИ, породы 2-й фазы имеют относительно низкую восприимчивость – в интервале $0.3–7 \cdot 10^{-3}$ СИ. Это различие объясняется повышенным содержанием хромита, магнетита и пироксена в породах первой фазы [3]. Наибольшей магнитной восприимчивостью согласно таблице, обладают перидотиты 1-ой фазы. Они же залегают в верху разреза расслоенной серии, что также подтверждается построенной картой, и петрографическими исследованиями. Породы, содержащие сульфиды, имеют выше магнитную восприимчивость пропорционально количеству этих минералов, поскольку пирротин относится к сильномагнитным минералам. Наличие биотита (слабомагнитного минерала) также увеличивает магнитную восприимчивость пород [1]. После нанесения геофизических данных на схему (рис. 2) строение массива приняло окончательный вид (рис. 1).

Закключение. Магнитные аномалии, полученные в результате съёмки весьма контрастны и позволяют уверенно выделить выходы пород разных фаз (рис. 2). В северо-восточной части картина осложняется влиянием рельефа, что не всегда позволяет однозначно приурочить аномалии к геологическому строению. Однако геофизические данные совпадают с петрологическими данными: в пределах областей положительных и отрицательных магнитных аномалий обнаружены породы с относительно высокой и низкой магнитной восприимчивостью, которые относятся к 1-ой и 2-ой фазам, соответственно. Как видно из распределения магнитных аномалий на карте, перидотиты 1-ой фазы имеют наибольшую магнитную восприимчивость (табл. 1) и они залегают в верху разреза расслоенной серии. Это соответствует наблюдениям о залегании более меланократовых

пород в верхней части разреза, что подтверждает нахождение массива Орцог–Ула в опрокинутом залегании.

Список литературы

1. *Дортман Н.Б.* Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика. М.: Недра, 1984. 455 с.
2. *Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П., Богнибов В.И., Баярбилэг Л.* Габброидные формации Западной Монголии. Новосибирск: Наука, 1990. 269 с.
3. *Кобранова В.Н.* Петрофизика: Учебник для вузов. М.: Недра, 1986. 392 с.
4. *Уэйджер Л., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.
5. *Хосбаяр П., Бямба Б., Биндерья Т., Гансух З.* Геологическая карта. Угийнуурский район L–48–I, II, масштаб: 1:200000, 1987.
6. *Шарков Е.В.* Петрология расслоенных интрузий. Л.: Наука, 1980. 183 с.
7. *Янишин А.Л., Зайцев Н.С., Коваленко В.И., Лувсанданзан Б., Лучицкий И.В., Ярмолюк В.В.* Карта геологических формаций Монгольской народной республики, масштаб 1:1500000, 1989.
8. *Boynton W.V.* Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. Rare earth element geochemistry // Elsevier, 1984. P. 63–114.
9. *McDonough W.F., Sun S.S., Ringwood A.E., Jagoutz E., Hofmann A.W.* Potassium, Rubidium and Cesium in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earth // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1992. V. 56 (3). P. 1001–1012.
10. *Shapovalova M., Shelepaev R., Tolstykh N., Kalugin V., Safonova I.* Petrology of the Ortsog–Uul Gabbro–Pseudotachylite PGE–Bearing complex. Western Mongolia // Conf. 13th SGA Biennial Meeting, 2015. V. 3. P. 983–985.
11. *Sun S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society. London. Special Publications, 1989. V. 42. P. 313–345.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЗЭ В ГАББРО-ДОЛЕРИТАХ АВЗЯНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Шаринова А.А.¹, Мичурин С.В.¹, Никонов В.Н.², Калистратова Е.О.³, Горожанин В.М.¹

¹*Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа*

²*ООО «Баширская геологоразведочная экспедиция», Уфа.*

³*ООО «Уральское горно-геологическое агентство», Уфа*

E-mail: aysyluazatovna@mail.ru

Геохимическая характеристика при изучении магматических образований является одной из основных задач. Широко распространенным методом генетической интерпретации геохимических данных является анализ распределения редкоземельных элементов (РЗЭ), которое контролируется их содержанием в магматическом источнике и равновесиями минерал–расплав. В целом редкоземельные элементы отражают степень фракционирования расплава. Мы провели изучение интрузивных пород, встречающихся в пределах площади месторождений и рудопроявлений золота Исмакаевской (Улюк-Бар. Кургашлинское) и Горноприисковой (Горный Прииск. Богряшка) рудных зон в Авзянском рудном районе с целью сравнительного анализа их петрохимических и геохимических особенностей. Всего изучено 14 образцов габбродолеритов. Основная часть проб взята из коллекции А.А. Алексеева, который в пределах площади рудопроявлений золота по геологическим и петрохимическим данным выделял разновозрастные ранне-среднерифейские и вендские магматические образования. Согласно исследованиям этого автора, общими и выдержанными особенностями магматизма района являются базальтоидный характер и принадлежность его производных преимущественно к габбро-долеритовой формации, а также дайковая и силловая форма залежей, для которых почти всегда устанавливаются краевые закалённые мелкозернистые эндоконтактовые зоны. Слагающие дайки магматические породы претерпели интенсивные изменения, связанные с неоднократным проявлением метаморфизма [1].

Содержания породообразующих окислов и некоторых редких элементов определены рентгенофлуоресцентным анализом на спектрометре VRA-30 в ИГ УФИЦ РАН (аналитик В.Ф. Юлдашбаева). Концентрации редких элементов (в том числе РЗЭ) определены методом ИСП МС на масс-спектрометре ELAN-9000 в ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург, аналитики Н.В. Чередниченко и Н.В. Адамович). Содержания РЗЭ в габбро-долеритах нормировались на содержания лантаноидов в углеродистом хондрите C1 по [5]. Аномалии Eu и Ce рассчитывались по формулам: $Eu/Eu^* = Eu_n / (Sm_n / (Tb_n \times Eu_n)^{0.5})^{0.5}$; $Ce/Ce^* = Ce_n / ((2La_n + Sm_n) / 3)$.

В пределах площади рудопроявлений золота Авзянского района интрузивные породы зафиксированы главным образом в керне картировочных и поисковых скважин, бурившихся в 70–80 годах прошлого столетия. Согласно исследованиям А.А. Алексеева [3] на площади Исмакаевской рудной зоны развиты ранне-среднерифейские габбродолериты, которые по составу неоднородны и представлены серией от меланократовых магнезиальных до кварцсодержащих габбродолеритов. В зависимости от степени дислокационного метаморфизма они обладают массивным или сланцеватым сложением и преимущественно апо- или бластодиабазовой структурами. Кроме офитовой, в них нередко наблюдаются элементы пойкилоофитовой и апогаббровой структур. Первичные минералы размером 1–4 мм почти всегда замещены метасоматическими: клинопироксен — актинолитовым амфиболом в ассоциации с хлоритом; плагиоклаз — альбитом в ассоциации с клиноцоизитом, эпидотом, серицитом; титаномagnetит — лейкоксеном, мелкозернистым сфеном в ассоциации с ксеноморфно-округлыми выделениями рутила. В породах часто присутствует гидрогранат (гроссуляр, гибшит). Отличительными петрохимическими особенностями раннесреднерифейских габбродолеритов являются высокие основность и магнезиальность и сравнительно низкие железистость, щелочность и титанистость (≤ 1.2 мас.

% TiO_2). В них повышено содержание Cr (в среднем 380 г/т по 30 образцам, полуколичественный спектральный анализ), Ni (225 г/т), Cu (135 г/т) по сравнению с кларками для основных пород. По устному сообщению С.Г. Ковалева в габбродолеритах Исмакаевской рудной зоны содержание Cr составляет 300–500 г/т (данные ИСП МС по двум образцам).

Согласно выводам геологов-поисковиков [3], габбро-долериты Исмакаевской рудной зоны образовались ранее золотоносных кварцевых жил, которые по нашим данным [4] имеют позднерифейский возраст (~1000 млн. лет). Мы полагаем, что формирование золотоносных кварцево-жильных систем Авзянского рудного района было обусловлено флюидной миграцией в рамках тектоно-термального (рифтогенного?) этапа в осадочном бассейне на востоке Русской платформы, который по времени совпадал с широко распространённым в других регионах мира гренвилевским орогенезом.

Нами в месторождении Улюк-Бар в 2017 году отобраны образцы сильно изменённых габбродолеритов, вскрытых канавами. Они представляют собой тёмно-бурые ожелезнённые и окварцованные хлорит-гематит-гетит-каолинит-кварцевые рассланцованные аподиабазовые породы с реликтами роговой обманки. Структура — диабазовая, миндалины и первичные минералы замещены кварцем, гематитом, хлоритом. По результатам микроскопического изучения установлено, что порода состоит из кварца (основной минерал) в виде отдельных зёрен и зернистых агрегатов и значительного количества гидроокислов железа (по-видимому, тонкодисперсного гетита и гематита). Размер зёрен кварца составляет 0.2–0.3 мм, зёрна чистые без пойкилитовых включений. Гидроокислы железа вытягиваются в полосы, подчёркивая микроплойчатую (флюидальную) текстуру породы. Второстепенные минералы представлены хлоритом, слюдистыми (глинистыми) минералами, занимающими интерстициальное пространство между кварцем и гидроокислами железа. Хлорит часто образует гломеры размером до 0.8–1.0 мм, состоящие из прямоугольных чешуек. Плагноклаз встречается в единичных кристаллах с полисинтетическими двойниками. Размеры кристаллов по удлинению составляют 0.5–0.8 мм. Также в хлорит-глинистой с гидроокислами железа массе встречен неидентифицированный минерал. Его оптические свойства: одноосный, отрицательный, показатель преломления ~ 1.6–1.65, угол погасания (~10–12°), величина двупреломления не более 0.01.

В минеральном составе изменённых габбродолеритов по результатам рентгенофазового анализа установлены (в %): кварц (40–50), каолинит (10–20), гетит (13–20), гематит (2–3), мусковит (2–3), титанит (1.5–3.5), клинохлор (до 1.5). В них отмечаются сравнительно высокие содержания оксидов (мас. %) Si (51.2–54.5), Al (18.1–19.7), Ti (2.1–2.3), Fe (12.5–13.1) и практически полное отсутствие оксидов Mg (0.1–1.4), Ca и щелочей (≤ 0.1) (табл. 1, обр. М-1016ю, М-1016-с, М-1017). Кроме того, по результатам рентгенофлуоресцентного анализа в них фиксируются высокие содержания (в г/т) Ni (335–531), V (432–469), и значительные концентрации As (1622–1911) и Cr (1340–4362). Вероятным As-содержащим минералом согласно результатам рентгенофазового анализа является лёллингит (FeAs_2). Минерал-носитель Cr не выявлен. Вынос магния, кальция, щелочей и концентрирование в породах глинозёма, железа, хрома, мышьяка, очевидно, является результатом метасоматических изменений габбродолеритов, усиленных в зоне гипергенеза.

Таким образом, приведённые материалы показывают, что наиболее яркой геохимической особенностью габбродолеритов, развитых в пределах площади Исмакаевской рудной зоны, является повышенная концентрация хрома, которая, вероятно, обусловлена сравнительно высокой магнезиальностью наименее изменённых разностей этих магматических пород. Например, в габбродолеритах, вскрытых скв. №7813 (обр. А-13201, А-13633) содержание MgO составляет 8.22–10.9 мас. %, а Cr – 186.4–333.8 г/т (см. табл. 1 и 2).

К вендской возрастной группе А.А. Алексеев [1; 3] относил роговообманковые эссексит-долериты (обр. А-12041, А-14067, А-14069, см. табл. 1), проявленные только в золоторудном проявлении «Богряшка» Горноприисковой рудной зоны. Их наименее изменённые разности представлены средне-крупнозернистыми слабопорфировидными

породами гипидиоморфной структуры. Тёмноцветные минералы представлены клинопироксеном, полностью замещённым актинолитом в мелких пойкилитовых включениях в роговой обманке и идиоморфной роговой обманкой (керсутит) в порфириовидных выделениях. В породах присутствует апатит, ассоциирующий с кислым плагиоклазом и калишпатом. Из петрохимических черт породам этой группы присущи высокая титанистость (2–3 мас. % TiO_2), повышенная щёлочность (в сумме до 5–5.5 мас. %) и пониженная известковистость [3].

Таблица 1

**Содержание породообразующих оксидов (мас. %) в габбро-долеритах
Авзянского рудного района**

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3 общ	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ППП	Сумма
М-1016ю	52.44	2.30	19.66	13.11	0.11	0.15	0.11	≤ 0.1	0.02	0.37	10.43	98.75
М-1016с	54.54	2.07	18.05	12.48	0.43	0.64	0.11	≤ 0.1	0.04	0.33	9.83	98.56
М-1017	51.22	2.22	18.82	13.08	0.42	1.39	0.11	≤ 0.1	0.02	0.31	11.08	98.70
А-12719	52.34	2.84	13.94	12.62	0.17	7.85	1.40	0.16	2.17	0.45	5.82	99.76
А-13201	45.98	1.09	10.87	11.14	0.17	10.90	11.8	1.91	1.01	0.19	4.22	99.28
А-13633	47.14	1.46	13.95	11.9	0.14	8.22	9.69	2.74	0.44	0.12	3.96	99.76
А-12038	46.6	2.05	13.56	13.81	0.14	5.41	6.39	1.93	0.74	0.33	8.17*	99.13
А-12039	48.00	2.09	13.28	14.3	0.19	5.97	7.01	2.6	0.84	0.32	4.60* *	99.2
А-12042	45.90	2.09	12.75	13.52	0.16	6.31	6.42	2.43	0.38	0.32	9.07* **	99.35
А-12354	49.98	2.29	11.84	13.13	0.16	5.05	6.82	—	1.23	0.35	6.22	97.17
А-14067	51.31	1.98	18.55	11.23	0.07	5.08	1.76	2.88	2.79	0.29	4.01	99.95
А-14069	45.59	1.82	14.8	12.62	0.13	6.66	7.53	2.47	1.77	0.24	6.06	99.69

Примечание: М-1016ю, М-1016с, М-1017, А-12719 – месторождение «Улюк-Бар»; А-13201, А-13633 – рудопроявление «Кургашлинское»; А-12038, А-12039 – месторождение «Горный прииск»; А-12042, А-12354, А-14067, А-14069 – рудопроявление «Богряшка». Звёздочкой отмечены значения ППП с CO_2 * – 3.63; ** – 1.21; *** – 4.73. Прочерк — нет данных.

Вместе с тем, тренды нормированных содержаний РЗЭ разновозрастных раннесреднерифейских и вендских магматических пород, установленных в пределах площади рудопроявлений золота Исмакаевской и Горноприисковой рудных зон, удивительно сходны между собой (рис. 1). Все проанализированные образцы характеризуются повышенными содержаниями легких лантаноидов. В целом, распределение РЗЭ характеризуется сильным фракционированием лёгких лантаноидов относительно тяжёлых La_n/Yb_n — 5.06–14.59, Sm_n/Yb_n — 1.93–5.41. При этом лёгкие и тяжёлые редкие земли фракционированы примерно одинаково: La_n/Sm_n — 2.35–4.00, Gd_n/Yb_n — 1.65–4.22, Eu аномалия слабо положительная.

Для сравнительного анализа на диаграмму нанесены данные по двум образцам габбро-долеритов (обр. А-12790, А-12794, см. табл. 2), отобранных А.А. Алексеевым западнее Караташского разлома вне пределов площади рудопроявлений золота, приблизительно в 1–1.5 км на запад от рудопроявления «Кургашлинское». Эти образцы характеризуются таким же распределением лантаноидов, аналогичным с их распределением в габбродолеритах из рудопроявлений золота (см. рис.). По геологическим и петрохимическим показателям А.А. Алексеев относил их к позднерифейской возрастной группе, которая, по его представлениям, наиболее широко развита в пределах Авзянского рудного района.

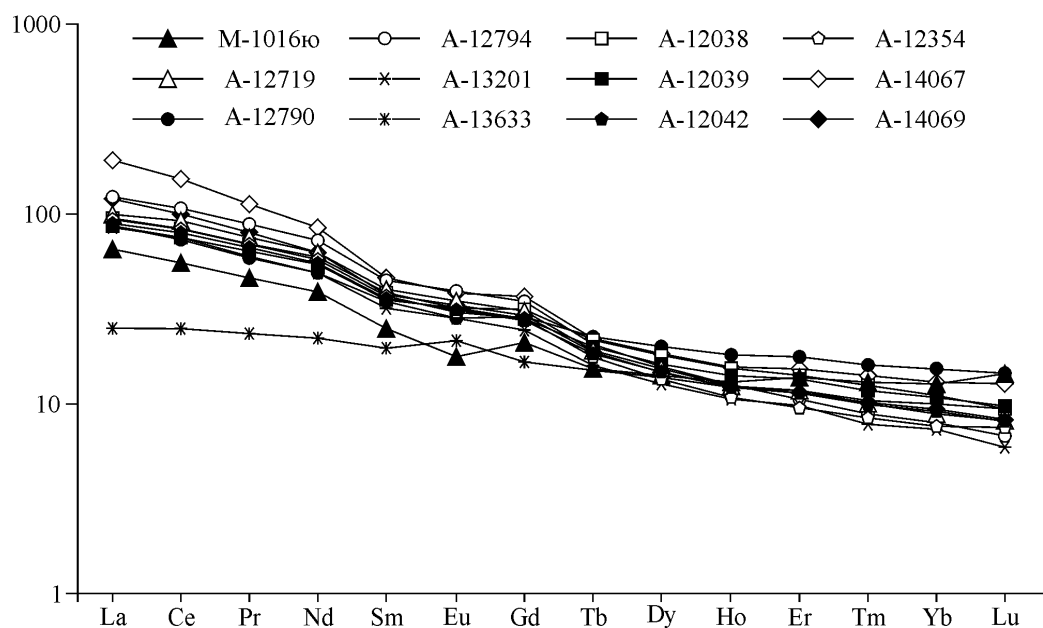


Рис 1. Диаграмма нормированных содержаний РЗЭ в габбро-долеритах, встречающихся в пределах площади месторождений и рудопроявлений золота Исмакаевской и Горноприисковой рудных зон.

Некоторые отличия в трендах появляются в образцах А-13633 и М-1016ю габбродолеритов Исмакаевской рудной зоны. От всех образцов М-1016ю отличается наличием хорошо проявленной отрицательной Eu аномалией, вместе с тем, в нём сохраняется общий отрицательный уклон тренда при незначительном положительном наклоне от Dy до Lu. Этот образец габбро-долерита наиболее сильно изменён вторичными метасоматическими и гипергенными процессами и с этой точки зрения его отличия в распределении РЗЭ от других образцов довольно легко объяснимо.

В образце А-13633 распределение лантаноидов отличается умеренным фракционированием лёгких земель относительно тяжёлых ($La_n/Yb_n = 2.40$). В области лёгких редких земель тренд имеет горизонтальный вид, что отражают низкие величины $La_n/Sm_n = 1.24$. Тренд тяжёлых лантаноидов имеет слабый наклон ($Gd_n/Yb_n = 1.65$).

Изучение геохимических особенностей габбродолеритов, развитых в пределах площади месторождений и рудопроявлений золота Авзянского рудного района, позволяет сделать следующие выводы.

1. Наиболее яркой особенностью габбродолеритов, развитых в Исмакаевской рудной зоне (Улюк-Бар. Кургашлинское), является повышенная в них концентрация хрома, которая, вероятно, обусловлена сравнительно высокой магнизиальностью неизменённых разностей этих магматических пород.

2. Габбродолериты из рудопроявлений золота по геологическим и петрохимическим показателям несколько различаются, что послужило основой для их выделения в разные возрастные группы – раннесреднерифейскую в Исмакаевской рудной зоне и вендскую в Горноприисковой зоне в районе рудопроявления «Богряшка». Вместе с тем они слабо различаются по содержанию РЗЭ и имеют близкие между собой тренды распределения лантаноидов, сходные с таковыми в предположительно позднеерифейских габбродолеритах, развитых вне пределов рудопроявлений золота.

3. Сходство распределения РЗЭ в магматических породах из рудопроявлений золота Авзянского рудного района позволяет высказать предположение о том, что они являются не разновозрастными образованиями, а, вероятно, дифференциатами одного магматического источника и образованными приблизительно в одно время. При этом следует обратить внимание на то, что эти тренды практически полностью совпадают с графиками нормированных содержаний лантаноидов по среднерифейским интрузивным комплексам

Башкирского мегантиклинория [2]. Из этого следует, что, возможно, габбродолериты в рудопроявлениях золота Авзянского рудного района имеют среднерифейский возраст.

Таблица 2

Содержание V, Cr, Ni, Cu, As и РЗЭ (г/т) в габбро-долеритах Авзянского рудного района

Образцы Элементы	М- 1016ю	А- 12719	А- 13201	А- 13633	А- 12038	А- 12039	А- 12042	А- 12354	А- 14067	А- 14069	А- 12790	А- 12794
V	458.5	317.1	188.7	287.6	318.0	314.7	288.7	296.5	90.0	147.5	214.5	266.4
Cr	3858.8	94.4	333.8	186.4	77.8	83.0	65.3	65.3	78.1	177.5	58.7	26.7
Ni	458.1	58.7	88.7	69.9	54.8	51.9	52.2	52.2	28.2	48.4	33.5	74.4
Cu	119.2	82.9	56.1	88.1	155.5	122.3	150.6	157.9	23.0	41.4	83.1	103.0
As	1221.6	2.4	25.7	0.9	5.2	1.7	1.8	2.1	4.2	6.7	0.9	1.3
La	15.43	23.65	20.16	5.98	22.38	20.48	21.37	22.32	45.24	28.19	20.39	29.21
Ce	33.55	56.16	45.78	15.37	50.87	46.28	48.89	50.90	93.39	60.88	44.99	65.16
Pr	4.35	7.16	5.76	2.25	6.54	6.07	6.26	6.56	10.76	7.56	5.55	8.33
Nd	18.18	29.46	22.89	10.35	27.34	25.34	25.74	26.96	39.30	29.19	22.87	33.80
Sm	3.80	6.09	4.84	3.02	5.92	5.44	5.49	5.69	7.07	5.75	5.28	6.76
Eu	1.03	2.03	1.63	1.25	1.85	1.85	1.80	1.77	2.20	1.93	1.65	2.29
Gd	4.37	6.35	5.08	3.45	6.40	5.82	5.72	5.85	7.52	6.03	5.97	7.09
Tb	0.57	0.72	0.60	0.57	0.81	0.74	0.69	0.66	0.83	0.70	0.84	0.76
Dy	3.56	3.89	3.23	3.51	4.55	4.14	3.82	3.45	4.65	3.73	5.10	3.95
Ho	0.74	0.71	0.60	0.70	0.87	0.80	0.73	0.61	0.89	0.70	1.01	0.70
Er	2.27	1.95	1.61	1.94	2.36	2.23	1.92	1.58	2.53	1.90	2.90	1.76
Tm	0.34	0.25	0.20	0.27	0.32	0.30	0.25	0.22	0.36	0.26	0.41	0.23
Yb	2.19	1.52	1.25	1.70	1.88	1.83	1.57	1.31	2.20	1.60	2.62	1.36
Lu	0.37	0.21	0.15	0.24	0.24	0.25	0.21	0.19	0.33	0.21	0.37	0.17
ΣРЗЭ	90.75	140.15	113.78	50.6	132.33	121.57	124.46	128.07	217.27	148.63	119.95	161.57
La _n /Yb _n	5.06	10.58	10.92	2.40	8.07	7.60	9.26	11.62	13.95	11.96	5.29	14.59
Sm _n /Yb _n	1.93	4.36	4.20	1.94	3.42	3.23	3.81	4.74	3.49	3.91	2.19	5.41
La _n /Sm _n	2.62	2.42	2.60	1.24	2.36	2.35	2.43	2.45	4.00	3.06	2.41	2.70
Gd _n /Yb _n	1.65	3.38	3.28	1.65	2.75	2.57	2.95	3.62	2.76	3.05	1.84	4.22
Ce/Ce*	1.06	1.14	1.10	1.06	1.09	1.08	1.10	1.10	1.06	1.08	1.06	1.09
Eu/Eu*	0.88	1.09	1.09	1.14	1.00	1.07	1.06	1.04	1.04	1.09	0.96	1.12

Примечание. А-12790, А-12794 – габбро-долериты, отобранные в 1–1.5 км западнее рудопроявления Кургашлинское. Привязка остальных образцов указана в примечании к табл. 1.

Список литературы

1. Алексеев А.А. Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М.: Наука, 1984. 136 с.
2. Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В. Геохимия среднерифейских интрузивных пород Башкирского антиклинория – индикаторов начала формирования Палеоуральского океана. // Ежегодник-2015, Тр. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, Вып. 163, 2016. С. 129–133.
3. Чернов А.Л., Алексеев А.А., Логинова Л.А., Пацков А.А., Куксов В.Н. Отчёт по детальным поискам коренного золота на Центральном участке за 1978–1982 гг. Учалы, 1982. 288 с.
4. Шарипова А.А., Мичурин С.В., Крупенин М.Т., Гараева А.А., Канипова З.А. Жильный кварц из рудопроявлений золота в рифейских отложениях Авзянского рудного района (Южный Урал): минералогические и термостратиграфические особенности // Вестник Пермского университета. Геология, № 3, Т.16, 2017. С. 216–232.
5. Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society Special Publication, №42, 1989. P. 313–345.

ПРОЯВЛЕНИЯ ТРЕПЕЛОВ НА РЕКЕ КАИН-КАБАК РЕСПУБЛИКИ БАШКОРТОСТАН И ВОПРОСЫ ИХ ПРАКТИЧЕСКОГО ПРИМЕНЕНИЯ

В.Ф. Юлдашбаева, В.М. Горожанин, С.В. Мичурин

Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа

e-mail: venera-tashbulatova@mail.ru

На территории республики Башкортостан давно известны многочисленные месторождения опоки и трепелов, которые в настоящее время не имеют большого практического значения. Особенно широким распространением они пользуются на восточном склоне Башкирского Урала, в Хайбуллинском районе, где встречаются между реками Сакмарой и Таналыком [1]. Здесь опоки и трепелы приурочены к морским палеогеновым отложениям, образуя среди них два более или менее постоянных горизонта (мощностью от 7 до 22 м), разделённые между собой глинами и песками с прослоями песчаников. Севернее, в бассейне рек Каин-Кабак и Дергамыш, и западнее опоки переходят в опокосые и опокосно-кремнистые глауконитовые песчаники мощностью менее 5 м.

Трепел – рыхлая или слабо сцементированная тонкопористая опаловая порода осадочного происхождения тонкозернистой или скрытокристаллической структуры, однородной или слоистой текстуры. Состоит из мелких (менее 0.01 мм) сферических частиц аморфного кремнезёма (опал) с примесью глинистого вещества, скелетных частей организмов (диатомей, радиолярий и спикул кремнёвых губок) и минеральных зёрен (кварца, полевых шпатов, глауконита). Цвет трепелов меняется от белого до светло-жёлтого в зависимости от количества органических примесей и наличия оксидов железа. Отличается от диатомита сравнительно небольшим содержанием органических остатков, а от опоки обычно меньшим содержанием кремнезёма, большей твёрдостью и меньшей глинистостью. Трепел, также как опока, и диатомит, за счёт пористости и высоких показателей дисперсности давно находит применение как качественное термоизоляционное сырьё [2, 3].

В последнее время исследователи интенсивно разрабатывают экономичные технологии получения новых строительных материалов на основе диатомита [4, 7] и трепела [6]. Ранее применяемые способы получения полуфабриката для изготовления стеклокерамзита и порокерамики на основе трепела [2] страдали невысоким качеством получаемого материала из-за неоднородной пористости и неудовлетворительном сочетании некоторых характеристик трепела (плотности, прочности при сжатии и коэффициенте теплопроводности и др.). В связи с чем актуальным является не только разработка новых технологических приёмов обработки трепелов [6], но и изучение их природных положительных с точки зрения получения строительных полуфабрикатов характеристик.

Мы провели изучение минерального и химического состава образца трепела, отобранного из проявления в меловых отложениях маастрихтского яруса на левом берегу р. Каин-Кабак примерно в 5 км от места её впадения в р. Бака, где трепела и опоки выходят в виде пласта мощностью около 6–8 м (рис. 1). Методика исследования приводится в опубликованной ранее работе [9].

Макроскопически отобранный для изучения образец трепела представляет собой породу молочного цвета со светлыми участками, сцементированными кремниевым (халцедоновым) цементом и участками, сложенными материалом, возможно, битуминозно-карбонатно-глинистого состава. В обнажении также были обнаружены крупные раковины аммонойд (до 15 см в диаметре) с полностью окремнённым устьем.

По результатам микроскопического изучения порода состоит из кремнистых остатков раковин фитопланктона – диатомовых водорослей, которые погружены в кремнисто-карбонатный скрытокристаллический цемент. Раковины представляют собой сложенные халцедоном рогульки, ажурные скелеты, многокамерные раковины конической формы и спикүлоподобные трубочки с центральным отверстием (рис. 2). По форме раковин

органогенных остатков предполагается наличие таких видов диатомей как *Triceratium* sp., *Trinastria* sp., распространенных в палеоценовых отложениях Поволжья и Западной Сибири [5]. Полости раковин и центральные каналы трубочек заполнены скрытокристаллической карбонатной массой и буроватым слабопросвечивающим веществом, похожим на битум. Очертания раковин чаще всего нечёткие, «разъеденные». Максимальный диаметр многокамерных форм достигает 0.3 мм, удлинённых трубкообразных – 0.06 мм, при длине раковины до 0.6 мм. Раковины такого размера встречаются очень редко и обычно они значительно меньше.

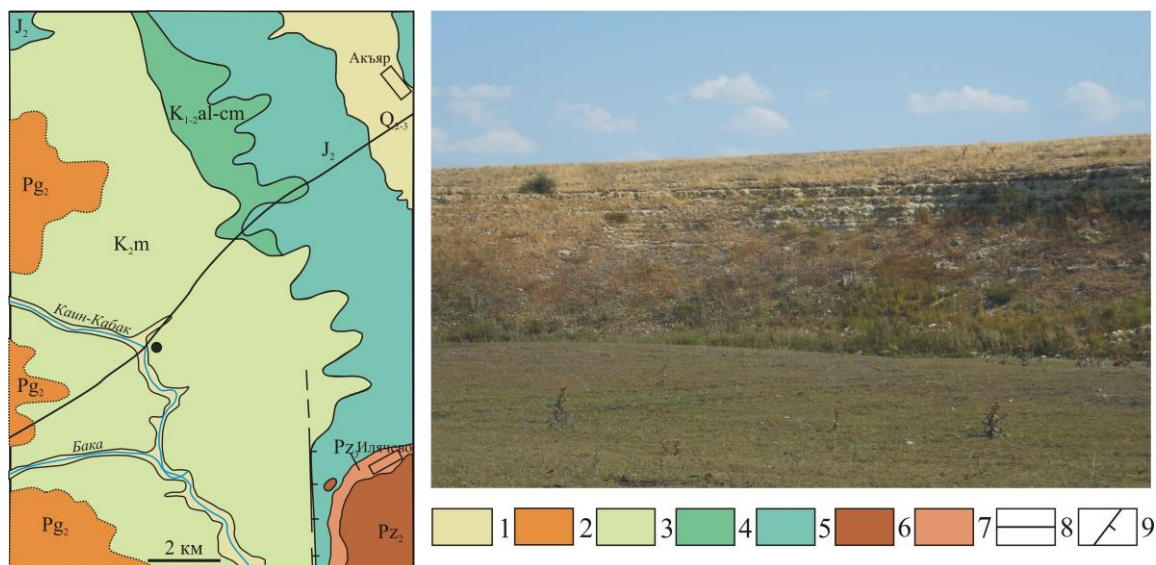


Рис.1. Геологическая схема меловых и палеогеновых отложений в районе пос. Акъяр на юго-востоке Башкортостана и выход слоя опок и трепелов в береговом обрыве р. Каин-Кабак (место отбора образца на схеме отмечено точкой): 1 – четвертичные отложения, Q_{2-3} ; 2 – палеогенные отложения. Pg_2 ; 3–4 – меловые отложения, верхний отдел, K_{2m} ; нижний–верхний отделы, $K_{1-2al-sm}$; 5 – среднеюрские отложения, J_2 ; 6–7 – палеозойские отложения: верхнепалеозойские интрузии, Pz_3 ; среднепалеозойские интрузии, Pz_2 ; 8 – автодорога Акъяр-ст. Сара; 9 – тектонический разлом.

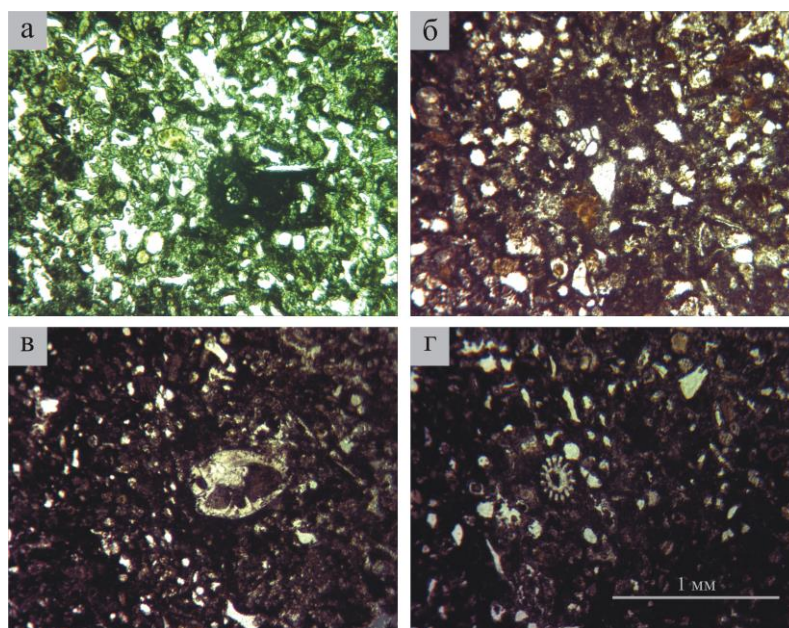


Рис.2. Кремнистые реликты мелких раковин диатомей в трепеле с кремнистым (а) и непросвечивающим карбонатно-битуминозно-глинистым (б–г) цементом.

Исходя из результатов микроскопического изучения можно сделать вывод о том, что отложения маастрихтского яруса, в которых отобран исследуемый образец трепела, накапливались как биогенный продукт жизнедеятельности диатомовых планктонных водорослей в морском эпиконтинентальном бассейне с повышенной биопродуктивностью.

В химическом составе исследуемого образца установлено высокое содержание SiO_2 (47.59 мас. %) и CaO (27.25 мас. %) (табл. 1). По содержанию основных породообразующих элементов он отвечает составу трепелов, приводимому в работе [7].

Таблица 1

Химический состав (мас. %) трепела из меловых отложений на р. Каин-Кабак и содержание в нем редких элементов (г/т)

Оксиды и элементы	Исследуемый образец	Трепелы по [7]	Образец изделия из вспененного кремнистого материала
SiO_2	47.59	35.3–86.7	45.7
TiO_2	0.03	–	0.16
Al_2O_3	1.91	2.5–11.6	2.1
Fe_2O_3	1.22	0.3–3.4	2.17
MnO	0.03	–	0.01
MgO	<0.20	0.2–1.6	<0.20
CaO	27.25	0.4–31.2	1.56
K_2O	0.36	0.85–2.1	0.72
P_2O_5	0.06	–	0.24
$\text{S}_{\text{общ}}$	0.06	–	0.11
Sc	6.00	–	90.85
V	<10	–	27.83
Cr	24.31	–	58.68
Co	<10	–	<10
Ni	17.86	–	38.57
Cu	<10	–	<10
Zn	6.91	–	46.25
Rb	28.40	–	49.98
Sr	465.00	–	296.96
Zr	132.67	–	136.18
Nb	132.06	–	16.34
Ba	166.03	–	37.26
Cl	683.92	–	763.08

Для сравнительного анализа мы определили химический состав высокопористого теплоизоляционного изделия (см. табл. 1), полученного методом низкотемпературного вспенивания трепело-опокового сырья из Оренбургской области. Оно представляет собой лёгкий строительный материал высокой прочности, годный для использования в несущих строительных конструкциях, что было доказано исследованиями, проведёнными в 2009 году в г. Орле. По химическому составу исследуемый образец очень близок к сравниваемому высокопористому теплоизоляционному изделию. Однако обращает на себя внимание, что в нашем образце содержания $\text{S}_{\text{общ}}$, P_2O_5 и большинства микроэлементов (Sc, V, Cr, Ni, Zn, Rb), которые могут быть «вредными» примесями, значительно ниже, чем в теплоизоляционном изделии.

Основными минералами, которыми сложена исследуемая порода (данные рентгенофазового анализа), являются кальцит (50–60%), аморфный кремнезём тридимит-кристобалитового ряда (22–30%) и кварц (8–10%) (рис. 3). Отмечаются следовые содержания

(<1%) мусковита и хлорита. Возможно, присутствует небольшая примесь гётита. Аморфный кремнезём на рентгенограмме образует характерное гало в области 20–23 Брэгговских углов.

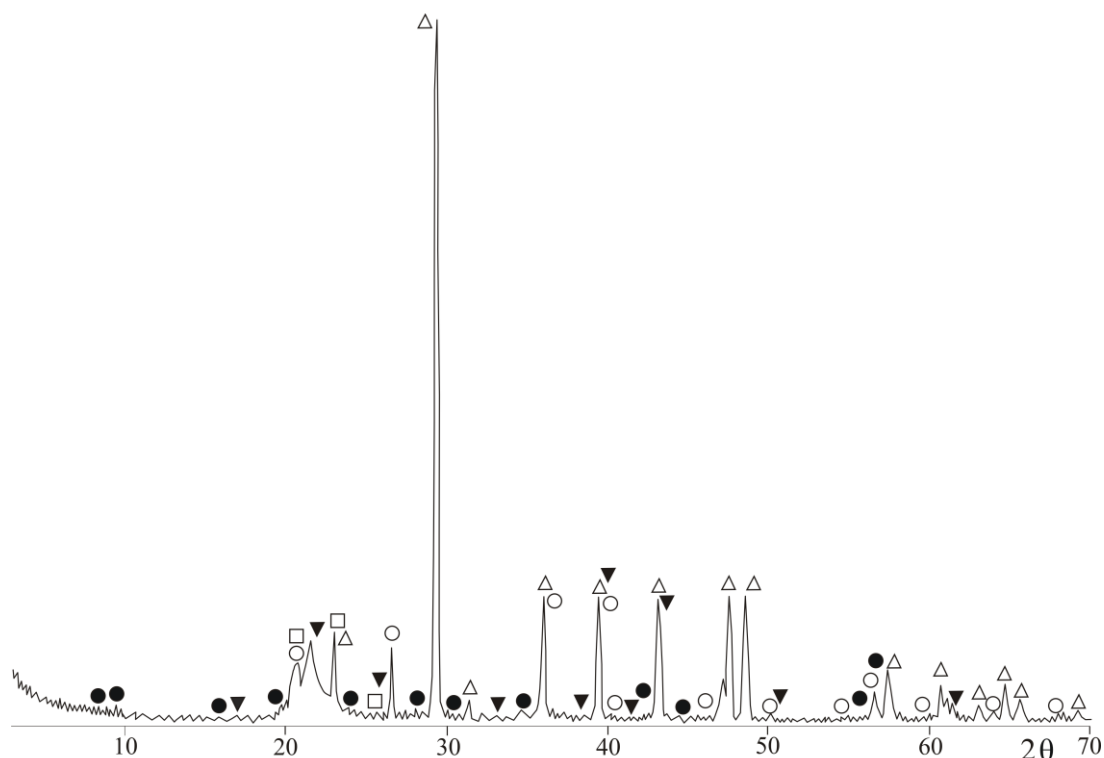


Рис. 3. Рентгенограмма трепела из меловых отложений на р. Каин-Кабак.

Условные обозначения: Δ – кальцит. ○ – кварц. □ – тридимит. ● – мусковит. ▼ – гётит (?)

По результатам термического анализа установлено, что главным минералом в образце является кальцит, количество которого составляет приблизительно 50% (рис. 4). В исследуемой пробе чётко фиксируются эндотермический эффект при температуре 850° и экзотермический – при 910° С. Отмечается также сравнительно слабый эндотермический эффект при 90° С с потерей веса около 3%. Общая потеря веса в образце равна 25.3%. Следует отметить, что на термограмме отсутствует характерный эффект при 573°С. обусловленный кристаллической перестройкой кварца, так называемым α–β переходом, который сопровождается поглощением тепла. Это указывает на отсутствие или малое количество кварца в образце, что подтверждает результаты рентгенофазового анализа.

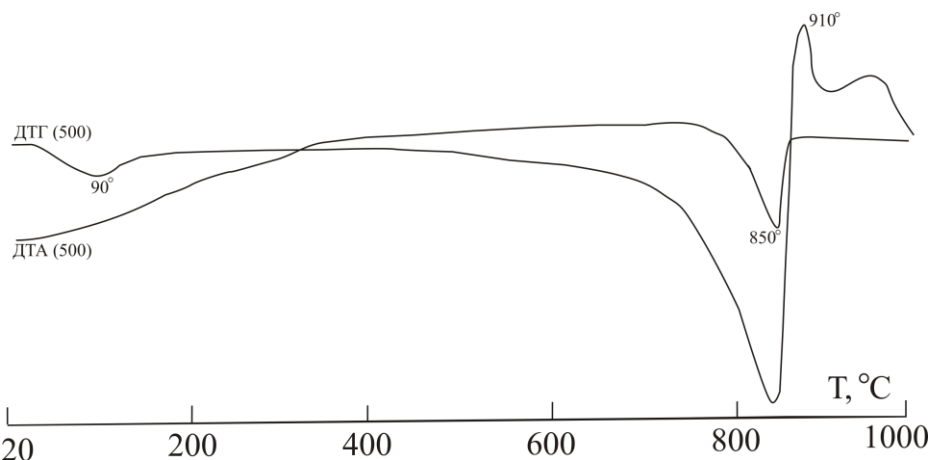


Рис. 4. Термограмма трепела из меловых отложений на р. Каин-Кабак.

Следует отметить, что экзотермический эффект при 910° С, подобный зафиксированному в исследуемом образце (см. рис. 4), характерен для кальцитов с высоким

содержанием MnO . Однако в нашем случае содержание оксида марганца в породе крайне низкое и составляет около 0.03 мас. %. Следовательно, такой термический эффект не может быть связан с марганцовистым кальцитом и обусловлен другой причиной. Наиболее вероятно, что такой причиной является присутствие в породе большого количества аморфного кремнезёма, с которым в процессе нагрева происходило химическое взаимодействие кальцита. В его присутствии эффект диссоциации $CaCO_3$ нередко переходит непосредственно в экзотермический эффект образования силиката кальция, завершающий начавшуюся задолго перед тем реакцию между $CaCO_3$ и кремнезёмом, но не отражающуюся на кривой дифференциального термического анализа (ДТА) вследствие того, что при этой реакции больше тепла затрачивается на выделение углекислоты, чем выделяется его при образовании силиката, поэтому суммарный итог складывается в пользу эндотермического отклонения кривой ДТА [8].

Таким образом исследованная осадочная порода, отобранная из меловых отложений маастрихтского яруса на р. Каин-Кабак, представляет собой трепел кремнисто-карбонатного состава, сложенный кальцитом, аморфным кремнезёмом тридимит-кристобалитового ряда и кварцем с незначительной примесью мусковита и хлорита. Благодаря своим природным характеристикам (сложению из мельчайших опал-халцедоновых частиц – реликтов кремнистых раковин диатомей) он может быть использован для получения пористого теплоизоляционного материала современными методами низкотемпературного вспенивания с высокими прочностными характеристиками. Концентрации серы, фосфора и элементов-примесей (V, Cr, Ni, Zn, Sc), присутствие которых может в ряде случаев считаться вредными, находится в изученном трепеле на низком уровне. Это предполагает широкий спектр использования изделий, которые могут быть получены из этого природного материала.

Благодарности. Авторы выражают искреннюю признательность А.И. Василевскому за помощь в интерпретации данных рентгенофазового анализа.

Список литературы

1. Вахрушев Г.В. Строительные материалы минерального происхождения Башкирского АССР. Башгосиздат, 1936.
2. Иваненко В.Н. Строительные материалы и изделия из кремнистых пород. Киев: Будивельник, 1978. 120 с.
3. Кремнистые породы СССР (диатомиты, опоки, трепелы, спонголиты, радиоляриты) / под ред. У. Г. Дистанова. Казань: Татарское книгоиздательство, 1976. 412 с.
4. Никифоров Е.А., Климовский А.Б., Нестерова С.А., Иванов С.Э., Галимов Г.Г. Сравнительное исследование методов формирования теплоизоляционных изделий из диатомита // Известия Самарского научного центра Российской академии наук, №4, Т.12, 2010. С. 346–352.
5. Основы палеонтологии. Справочник для палеонтологов и геологов СССР (водоросли. мохообразные. псилофитовые. плауновидные. членистостебельные. папоротники) / под ред. В.А. Вахрамеева, Г.П. Радченко, А.Л. Тахтаджана. М.: Издательство академии наук СССР, 1963. 680 с.
6. Патент 2528814 РФ. Способ получения стеклокерамзита и порокерамики из трепелов и опок / Быковский А.Н., Быковский С.А., Толстых А.А. Заявлено 28.12.2012. Опубликовано 20.09.2014.
7. Сеник Н.А., Мешков А.В., Виницкий А.Л. Получение высокоэффективного теплоизоляционного материала на основе диатомита путем низкотемпературного вспенивания // Техника и технология силикатов., №4, Т.19, 2012. С. 6–12.
8. Цветков А.И., Вальяшихина Е.П., Пилюян Г.О. Дифференциальный термический анализ карбонатных минералов. М.: Наука, 1964. 168 с.
9. Юлдашбаева В.Ф., Горожанин В.М., Мичурин С.В. Химический и минеральный состав трепелов в меловых отложениях на юго-востоке Башкортостана // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Сборник статей / 12-я Межрегиональная научно-практическая конференция, Уфа, 21-23 мая 2018 г., Спб: Свое издательство, 2018. С. 316–321.

4. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

РУДОНОСНОСТЬ УГЛЕРОДИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАКСЮТОВСКОГО КОМПЛЕКСА (ЗОНА УРАЛТАУ)

В.С. Захаров, А.В. Сначёв***

Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа

e-mail: vova.zaxarov@mail.ru, savant@rambler.ru***

Углеродистые отложения представляют собой весьма благоприятную геохимическую среду для первичного накопления многих промышленно важных элементов. При определённых условиях, особенно в областях проявления зонального метаморфизма и тектонической активности, углеродистые породы могут сами служить источником металлов и концентрировать в себе крупные залежи золота, молибдена, ванадия, марганца, платины и других элементов. В последние двадцать лет среди золоторудных месторождений отчётливо выявился новый тип прожилково-вкрапленной золото-сульфидной минерализации с дисперсным золотом, характерный для углеродсодержащих терригенных толщ, приуроченных к мио- и мезогеосинклинальным системам, перикратонным прогибам, авлакогенам, складчатым чехлам деформированных платформ и погруженным срединным массивам. На Южном Урале подобные отложения известны на нескольких уровнях рифейского разреза, где они входят в состав рифтогенно-депрессионных комплексов и образуют слои и горизонты в ассоциации с алевролитами, алевропесчаниками и карбонатными породами. В этих черносланцевых толщах, обычно сопровождаемых рассеянной вкрапленностью и послойными выделениями пирита, обнаружены небольшие проявления золота или его надкларковые содержания, приуроченные к зонам крупных разломов с отчётливо проявленной динамо-термальной перегруппировкой вещества [3, 5].

В разрезе метаморфических комплексов Уралтау чёрные сланцы занимают различные возрастные уровни. Наиболее полное их развитие отмечается среди парапород максютовского комплекса, в котором углеродистые сланцы имеют площадное распространение и образуют самостоятельные пачки и горизонты выдержанной мощности.

С учётом традиционного стратиграфического деления, принятого для зоны Уралтау, положение углеродистых сланцев может быть определено следующими уровнями: 1) кайраклинским (якуповским, аралбаевским и баракальским подуровнями), представленным переслаиванием графитистых мусковит-полевошпат-кварцевых сланцев, мусковитовых кварцитов и метаморфизованных вулканитов. Наибольшее развитие углеродистых сланцев отмечается на нижнем и верхнем подуровнях в низах разрезов осадочных и вулканогенно-осадочных пачек; 2) юмагузинским, сложенным в основном сланцами мусковит-кварцевого и слюдисто-плагиоклаз-кварцевого состава с прослоями графитистых кварцитов; 3) карамалинским, в котором графитистые сланцы встречаются по всему разрезу, образуя толщи переслаивания с ортопородами, слюдисто-кварцевыми и хлорит (гранат)-слюдисто-кварцевыми сланцами. Содержание углеродистого вещества в чёрных сланцах максютовского метаморфического комплекса по визуальным оценкам А.А. Алексеева [2] составляет 1.5–3.0%; в максимально обогащённых углеродом разновидностях может достигать 10% и более. По нашим полученным в АСИЦ данным ВИМС (г. Москва) газометрическим методом (10 проб) – 2.53–3.22%. Следует учитывать, что указанные концентрации углеродистого вещества являются, по-видимому, остаточными, обусловленными воздействием на породы процессов регионального и динамометаморфизма.

Широкое площадное развитие и хорошая выдержанность углеродистых пород по латерали, существенное преобладание среди них тонкозернистых пелитовых разностей, присутствие хемогенного (кремнистого) материала, характерное тонкополосчатое (слоистое) строение свидетельствуют о накоплении этих отложений в сравнительно спокойных условиях морского бассейна на значительном удалении от береговой линии.

В составе максютовского метаморфического комплекса углеродистые сланцы тесно сочетаются на нескольких уровнях с метавулканитами; фациально они соответствуют отложениям глубоководной зоны морского бассейна. В таких разрезах появление среди осадков вулканогенного материала отвечает этапам активизации морского бассейна, сопровождавшимся его прогибанием и накоплением мощных осадочно-вулканогенных толщ. Металлогения черносланцевых отложений зоны Уралтау специально ранее не изучалась. К настоящему времени нет достаточно надёжных данных для детального районирования углеродистых формаций и отнесения содержащейся в них рудной минерализации к определенным тектоно-магматическим циклам развития этой территории. Это объясняется, в первую очередь, слабой металлогенической изученностью зоны Уралтау в целом – отсутствием надёжных сведений о возрасте оруденения, его связи с глубиной структурой, геохимической и рудной специализации осадочных и магматических образований и др. По данным А.А. Алексеева [2] в графитистых кварцитах и графито-кварцевых сланцах кайраклинской и карамалинской свит концентрации ванадия составляют от 800 до 5000 г/т. При кларке ванадия в чёрных сланцах около 200 г/т [6] такие содержания можно отнести к резко аномальным или рудогенным. Примечательно, что аномальное обогащение ванадием графитистых пород носит выдержанный характер. Это позволило выделить в максютовском комплексе ванадиеносную графито-кварцито-сланцевую формацию [2]. Автором отмечается прямая зависимость содержания ванадия в чёрных сланцах от концентраций в них органического вещества, что указывает на седиментационную природу этого элемента.

В южной части зоны Уралтау от верховьев р. Сакмары на севере до р. Губерля на юге слюдисто-графито-кварцевые сланцы и графитистые кварциты кайраклинской и карамалинской свит содержат многочисленные фосфатопоявления с концентрациями P_2O_5 от 0.5 до 17% [1]. Основной носитель фосфора — тонкодисперсные и скрытокристаллические выделения апатита в графит-слюдистой массе, а также сферические обособления апатита, первоначально представлявшие, по-видимому, кремнисто-углеродистые осадочные конкреции. Седиментационная природа фосфатных проявлений подчёркивается пластовой формой их залегания, а также стратифицированностью и выдержанностью. Подобные фосфатопоявления ранее были отмечены нами и в ерёмкинской толще в пределах Кочкарской площади [4]. Наиболее интересным объектом активизационного этапа металлогенического развития зоны Уралтау являются несколько небольших месторождений сульфидных руд, объединяемых в Юлукскую группу (Юлук, Гумерово). Геологическая позиция и состав оруденения этих объектов подробно изучены в результате геолого-съёмочных работ последних лет. Анализ полученных материалов позволяет нам вслед за другими исследователями относить Юлукскую группу месторождений к единой полиметалльно-пирротиновой формации.

Определения золота, серебра, платины, палладия, родия, иридия, осмия, рутения в углеродистых сланцах кайраклинской, юмагузинской и карамалинской свит максютовского комплекса выполнены нами в ИГЕМе (г. Москва, лаборатория В.В. Дистлера) химико-спектральным методом с предварительным концентрированием на органическом полимерном сорбенте "Полиоргс-4". Нижние пределы количественных определений Os, Ru – 0.004 г/т; Au, Ag – 0.01 г/т; Pt, Pd – 0.05 г/т; Rh – 0.02 г/т; Ir – 0.002 г/т, а также для проверки полученных результатов – нейтронно-активационным методом 5 проб углеродистых сланцев только на золото (нижний предел обнаружения – 0.01 г/т).

Золото и элементы группы платины относятся к числу наиболее изученных элементов-примесей чёрных сланцев. Это объясняется экономическим значением благороднометалльных месторождений, пространственно связанных с ними. Кларковые содержания золота в углеродистых отложениях мира оценены разными способами и составляют 0.008–0.01 г/т [6], аномальными можно считать содержания в 20–35 мг/т, сильной аномалией — 35–50 мг/т, рудогенной аномалией – >50 мг/т. Основным минералом-концентратором золота в породах черносланцевых толщ является пирит.

По данным Я.Э. Юдовича, М.П. Кетрис [6] существует два предварительных признака возможной платиноносности чёрных сланцев – аномалии по никелю и молибдену. Прове-

дѐнное нами изучение углеродистых отложений на W и Mo (8 проб) в АСИЦ ВИМС (рентгеноспектральный флуоресцентный метод) показало наличие в них вольфрама и молибдена в пределах кларка, соответственно 1.0–1.7 и 1.1–1.4 г/т, что не позволяет надеяться на выявление в них платиноидов. Так оно и получилось.

Результаты количественных определений благородных металлов в углеродистых сланцах карамалинской, юмагузинской и кайраклинской свит довольно скромные. Все значения элементов группы платины находятся ниже предела чувствительности метода и не представляют интереса для дальнейшей интерпретации. Определѐнные перспективы на поисковые работы можно связывать лишь с золотом, содержания которого в проанализированных пробах находятся в основном в пределах 10–44 мг/т – т.е. аномалии и сильной аномалии. Лишь одна проба (№ 2502/1), отобранная в средней (аралбаевской) подсвите кайраклинской свиты в верховьях р.Карамалы близ пос. Вознесенский, показала значение золота в 240 мг/т, что соответствует рудогенной аномалии и указывает на определѐнные перспективы рассматриваемых отложений на поиски в них золота.

Результаты анализа проб сульфидизированных углеродистых сланцев, отобранных на рудных объектах Юлук и Гумерова, показали довольно высокие и стабильные значения золота в пределах 0.56–0.85 г/т, что указывает на хорошие перспективы указанных месторождений при дальнейшей их оценке на золото.

Таким образом, рудоносность углеродистых формаций зоны Уралтау определялась двумя металлогеническими этапами. Для первого из них характерно преобладание седиментационных процессов при подчинѐнной роли магматизма. В углеродистых осадках накапливались в надкларковых количествах ванадий, фосфор, золото, и молибден, образуя обогащѐнные послойные минеральные зоны, локализованные на различных уровнях разреза максютовского комплекса. Второй этап охватывал период постседиментационной активизации региона, сопровождающейся заложением и подновлением разрывных нарушений, динамотермальным преобразованием углеродистых пород и содержащейся в них ранее минерализации, её ремобилизацией и образованием метаморфогенного оруденения. Этому режиму соответствуют рудно-метаморфические системы, типичные для активизированных областей, включающие медное, редкометальное и золотое оруденение, что позволяет сделать вывод о возможности обнаружения в сланцевых толщах зоны Уралтау как стратиформного, так и наложенного эпигенетического оруденения.

Список литературы

1. Аксѐнов Е.М., Волков Б.И., Евлентьев И.В. Метаморфизм докембрийских вулканогенно-кремнистых комплексов Урала и их фосфатоносность // Метаморфогенное рудообразование. Апатиты, 1979. С. 44–45.
2. Алексеев А.А. О распространѐнности ванадия в осадочно-метаморфических породах зоны Уралтау / Минералого-геохимические особенности колчеданных месторождений, вулканогенных и осадочных образований Южного Урала. БФАН СССР, Уфа, 1978. С. 56–59.
3. Сначѐв А.В., Кузнецов Н.С., Сначѐв В.И. Черноозѐрское проявление золота – первый объект на Южном Урале в углеродистых отложениях офиолитовой ассоциации // Доклады Академии наук, №1, Т. 439, 2011. С. 83–85.
4. Сначѐв В.И., Муркин В.П. Новые данные по магматизму, метаморфизму и металлогении Кочкарской площади (Южный Урал). Препринт. Уфа: Принт, 1989. 23 с.
5. Сначѐв В.И., Сначѐв А.В. Закономерности размещения золоторудных проявлений в углеродистых отложениях Белорецкого метаморфического комплекса (Южный Урал). Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология, №2, 2014. С. 79–87.
6. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Элементы-примеси в чѐрных сланцах. Екатеринбург: УИФ «Наука», 1994. 304 с.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА РУД МОЛИБДЕН-ВОЛЬФРАМОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АКШАТАУ

А.С. Калиева

Казахский Национальный Исследовательский Технический Университет

им. К.И.Сатпаева, РК, г. Алматы

e-mail: aygul_kalieva_97@mail.ru

Молибден-вольфрамовое месторождение Акшатау расположено в Центральном Казахстане в северной части *Джунгаро - Балхашской геосинклинали*, на участке сочленения Жаман-Сарысуйского антиклинория и Токрауской впадины. В геологическом строении Акшатауского района принимают участие эффузивно-осадочные образования нижнесилурийского, верхнедевонского и нижнекаменноугольного возраста, неогеновые и четвертичные отложения [1].

Нижнесилурийские отложения представлены песчаниками, алевролитами и аргиллитами; девонские – андезитами, липаритовыми туфами, туффитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами и туфоаргиллитами; каменноугольные вулканогенные образования характеризуются пёстрым составом от андезитов – до липаритов; неогеновые – сложены красноватыми глинами [5].

Интрузивная деятельность широко проявилась в каменноугольном и пермском периодах в виде многочисленных плутонов, жерловых образований, субвулканических интрузий и даек. Наибольшее практическое значение имеет постнижнепермский интрузивный комплекс, слагающий Акшатауский гранитный массив, с которым пространственно и генетически связано редкометальное оруденение района. Массив занимает площадь 26×10 км, в западной части обнажается на площади 5×4 км. Возраст акшатауских гранитов определён в 300 ± 10 млн. лет [1].

В районе проявлены каледонский и герцинский этапы складчатости. Силурийская осадочная толща смята в антиклинальную складку северо-западного направления; на дислоцированных породах силура залегают интенсивно смятые породы нижнего карбона; в ядре складки обнажается слабо затронутый эрозией Акшатауский массив, предположительно сформировавшийся на небольшой глубине (рис.1) [1]. Складчатые структуры осложнены крупными тектоническими нарушениями типа сбросов и сбросо-сдвигов с амплитудой смещения более 1 км и мелкими сдвигами с амплитудой в десятки и сотни метров [5].

Западная часть Акшатауского рудного поля сложена песчано-сланцевой толщей силура, *подвергшейся хлоритизации, серицитизации и окварцеванию*; в восточной и юго-восточной частях залегают песчано-конгломератовая и эффузивно-пирокластическая каменноугольная толща; большая часть рудного поля занята интрузивными породами среднекаменноугольного топарского и постнижнепермского акшатауского комплексов: микродиоритами, адамеллитами, кислыми гранитами и их дайковыми производными (гранодиорит-порфирами, кварцевыми диорит-порфирами, диоритовыми порфирами, аплитами, пегматитами) [8].

Граниты акшатауского комплекса имеют сложное внутреннее строение и образованы *в три фазы*. Крупнозернистые граниты первой фазы формируют купол, обнажающийся на поверхности, среднезернистые граниты второй фазы и мелкозернистые граниты третьей фазы представлены пологими пластовыми телами, располагающимися в гранитах первой фазы [6]. Дайковые образования встречаются главным образом в крупнозернистых гранитах первой фазы; со среднезернистыми гранитами второй фазы связаны интрузивные дайки аплитов, секущие грейзеновые тела и кварц-вольфрамитовые жилы [6].

Между двумя куполами крупнозернистых гранитов расположен среднекарбонный безкорневой массив адамеллитов, представляющий трещинную интрузию размером 3.8×0.6 км. На глубине 350–450 м адамеллиты срезаются акшатаускими гранитами. Песчано-сланцевые породы в зоне экзоконтакта интенсивно ороговикованы, ширина контактового ореола 1–3 км [4].

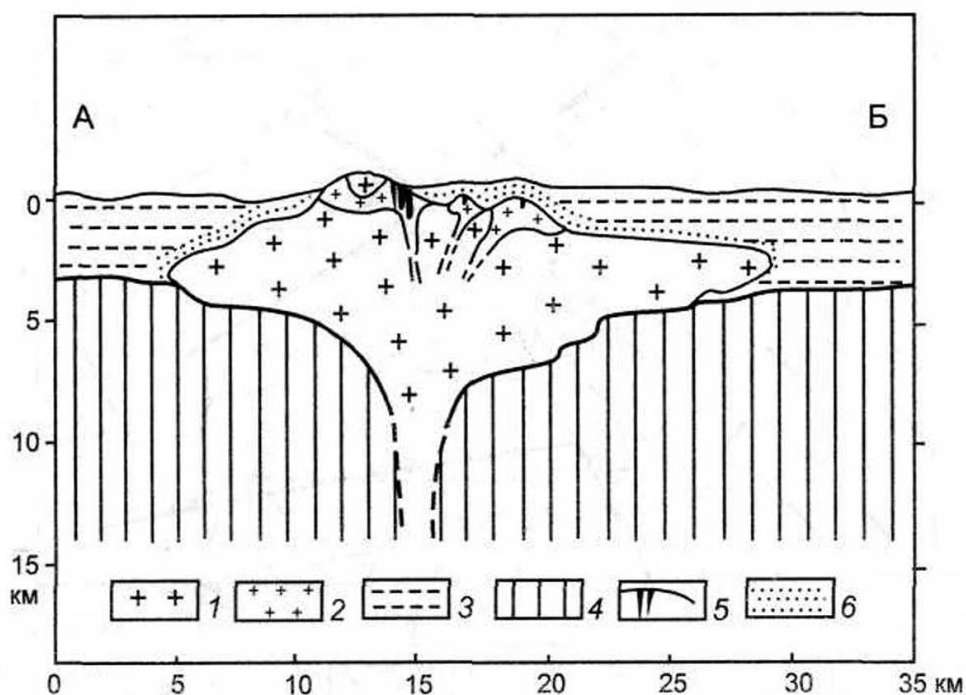


Рис.1. Схематический продольный геологический разрез Акшатауского гранитно-плутона по обобщённым геологическим, геологоразведочным и геофизическим данным (по В.А. Жарикову и Г.П. Зарайскому) [1].

Складчатые структуры осложнены крупными тектоническими нарушениями типа сбросов и сбросо-сдвигов с амплитудой смещения более 1 км и мелкими сдвигами с амплитудой в десятки и сотни метров [5].

Грейзеновые тела образуют четыре области сгущения: *Центральный и Юго-Восточный, Юго-Западный, Западный и Северный участки*. Названные участки состоят из групп грейзеновых тел, часто образующих подобие «пучков». Главная масса грейзеновых тел размещается в эндоконтактовой части гранитного массива и в адамеллитах. В ороговикованных песчаниках грейзенизация проявлена слабо. Всего выделяется 22 *апогранитных эндоконтактовых и экзоконтактовых «пучков»*. Все апогранитные «пучки» грейзеновых тел Западного массива встречаются только на склонах купола, при этом выделяются южноклоновые и северосклоновые «пучки». Центральная водораздельная часть массива безрудная [3].

Намечается ветвление южноклоновых «пучков» в северном направлении к водораздельной части массива, а северосклоновых – на юг. Наблюдается закономерная приуроченность «пучков» к субмеридиональным гребневидным выступам гранитов второй фазы. Наиболее мощные грейзеновые тела располагаются в центральных частях «пучков» и на удалённых от вершины флангах. Маломощные оперяющие грейзеновые тела околовершинной части отличаются по составу и быстро выклиниваются на глубину [8].

В. Боголепов выделяет на Акшатауском месторождении внешние и внутренние фации грейзенов. Состав внешних фаций изменяется в зависимости от характера исходных пород: по гранитам образуются грейзенизированные граниты и кварц-мусковитовые грейзены, по адамеллитам – калишпатизированные адамеллиты, хлоритизированные адамеллиты, кварц-хлорит-мусковитовые и кварц-мусковитовые грейзены. Внутренние фации – апогранитные и апоадамеллитовые – аналогичны по составу, представлены кварц-топазовыми, топаз-кварцевыми и кварцевыми плотными грейзенами. Грейзеновые тела характеризуются зональным строением по горизонтали и вертикали. В поперечном сечении отчётливо выражены внутренние и внешняя фации, причем внутренняя фация резко преобладает над внешней (в отношении от 10:1 до 200:1). По вертикали выделяются четыре пояса: подрудный, основной рудный, надрудный и второстепенный рудный. Границы между поясами на вертикальных про-

екциях имеют вид дуг, обращённых выпуклостью вверх. Основной рудный пояс приурочен к области перехода кварц-топазовых грейзенов в кварцевые грейзены и образует слабонаклонную рудную ленту, отделяющуюся по вертикали от второстепенного рудного пояса 100–150-метровой полосой безрудных кварц-топазовых грейзенов. Вертикальный размах оруденения в основном рудном поясе 100–200 м, редко 250 м, во второстепенном поясе 30–50, редко 100–150 м, при этом оруденение содержится только в кварцевых жилах [3].

На месторождении известно более 300 грейзеново-жильных тел, которые разделяются на пять типов, отличающихся по составу и промышленной значимости [5].

1. Мощные грейзеновые тела зонального строения, в которых заключены основные запасы руд. На поверхности представлены надрудными, кварц-топазовыми грейзенами, с глубиной переходят в оруденелые плотные кварцевые грейзены и ещё ниже в подрудные пористые кварцевые грейзены (рис.2).

2. Кварц-мусковитовые псевдоморфные грейзеновые тела с прожилками кварца с вольфрамитом или с зонами крупночешуйчатого мусковита, в сростании с которым встречаются кристаллы вольфрамита (рис.3).

3. Кварцевые грейзены (рис.4).

4. Кварц-полевошпатовые жилы с вольфрамитом, грейзенизация отсутствует или развита ограниченно (рис.5).

5. Кварц-турмалиновые грейзены (рис.6).

Грейзеновые тела второго, третьего, четвёртого и пятого типов большей частью являются опережающими и более поздними, возникают преимущественно на флангах «пучков» [2]. Грейзеновые рудные тела первого типа обычно слагают центральные части «пучков», имеют мощность от долей метра до 40 м, простираение субмеридиональное с крутыми углами падения 70–85° на запад и восток. Морфология грейзеновых рудных тел в гранитах сложная; они часто ветвятся, сливаются, на глубинах 30–60 м расщепляются и вновь соединяются, иногда сопровождаются параллельными слепыми телами грейзенов с жилами мощностью до 1 м; обычно приурочиваются к системам различно ориентированных коротких трещин, образующих линейно-вытянутые зоны брекчирования [7].

Полосы грейзенов разделены линзами неизменённых или грейзенизированных гранитов; в каждом грейзеновом теле встречаются реликты грейзенизированных гранитов. Наибольшие мощности грейзенов наблюдаются в местах пересечения жилами трещинных зон в гранитах и сопряжения жил с различными элементами залегания [2].



Рис. 2. Кварцевый грейзен с бериллом и флюоритом и вкрапленностями вольфрамита и молибденита.



Рис. 3. Кварц-мусковитовый грейзен с вкрапленностью пирита и прожилком вольфрамитового состава.



Рис. 4. Кварцевый грейзен с флюоритом и мусковитом, наблюдается крупный прожилок берилл-вольфрамитового состава.



Рис. 5. Кварц-полевошпатовая жила с бериллом и вольфрамитом, зальбанд слюдисто-молибденитовый.



Рис. 6. Кварц-турмалиновый грейзен [5].

Форма кварцевых жил внутри грейзенов обычно прямолинейная, реже извилистая. Мощность жил большей частью 0.1–0.2 м с колебанием от нескольких сантиметров до 0.5 м. Количество жил в поперечном сечении грейзеновых тел 5–6, прожилков 10–15 [6].

Кварцевые и кварц-топазовые грейзены количественно преобладают над другими разновидностями грейзенов и содержат основную часть запасов вольфрама и молибдена. С глубиной в грейзенах наблюдается снижение содержания топаза и повышение содержания слюды и кварца, постепенная смена кварц-топазовых и кварцевых грейзенов на флангах кварц-мусковитовыми, жильного кварца – мусковитом [1].

Минеральный состав рудных тел разнообразен. Наиболее распространены: кварц, представленный многими разновидностями и генерациями, мусковит, топаз, пирит; к среднераспространённым относятся: вольфрамит, молибденит, флюорит; малораспространённые – турмалин, биотит, полевые шпаты, шеелит, висмутин, сфалерит, халькопирит, касситерит, бисмит [8].

Вольфрамит в жилах распределён весьма неравномерно, приурочен преимущественно к осевым и призальбандовым частям жил; размеры отдельных вкрапленников вольфрамита колеблются от сотых долей миллиметра до 20–50 мм и более, гнёзд – от первых сантиметров до 1 м, линз – до 10–20 м при мощности до 10 см. В грейзенах распределение вольфрамита более равномерное в виде мелких вкрапленников. Соотношение количества вольфрамита в грейзенах и кварцевых жилах Юго-Восточного участка 1:1, Центрального 2:1. Относительное содержание вольфрама в шеелите к общему колеблется от 10 до 33 % [5].

Содержание WO_3 в вольфрамите 74.12–75.65 %, FeO 9.0–13.5 %, MnO 9.66–14.11 %, соотношение ферберитовой и гюбнеритовой молекул 54:46; отмечается повышенное содержание скандия. Молибденит присутствует в гранитах, пегматитах, грейзенах и кварцевых жилах в виде отдельных кристаллов, вкрапленников, прожилков и гнёзд, не имеющих практического значения [5].

В целом в верхних частях рудных лент основного пояса отмечается повышенное содержание вольфрама, молибдена при общем затухании оруденения с глубиной. При этом в верхних частях рудных лент вся рудная минерализация локализуется исключительно в кварцевых жилах и прожилках, в средних частях оруденелыми являются и жилы, и грейзены; в нижних частях преобладает тонковкрапленное оруденение вольфрама и молибдена в мало-мощных кварцевых прожилках; мощные жилы безрудны [3].

Специфической особенностью Акшатауского месторождения является интенсивное растворение вольфрамита в приповерхностной зоне. Продукты физического и химического выветривания вольфрамита развиты до глубины 10–15 м от поверхности. До глубины 5–8 м молибденит полностью и до 15–20 м частично выщелочен или замещён повеллитом, ферри-молибдитом, лимонитом [3].

Формирование Акштатауского месторождения предположительно проходило в следующей последовательности. После раскристаллизации гранитов в верхней части, в тектонически ослабленные зоны поступали самые ранние порции рудоносных растворов. Вслед за ними внедрились дайки гранит-аплитов, секущие ранние рудные жилки. Последующие порции растворов, имевшие высокую физико-химическую активность, интенсивно взаимодействовали с вмещающими породами. Продуктами метасоматоза гранитов явились околожильные зоны кварцевых, кварц-топазовых, кварц-слюдяных грейзенов и грейзенизированных гранитов. Уменьшение степени кислотности растворов вызвало осаждение вольфрама, молибдена и др. Наиболее поздние порции растворов, отделённые от ранних комплексов тектоническими подвижками, образовали секущие жилы и прожилки гребенчатого кварца с сульфидами меди, свинца и цинка, жилы роговикового кварца и кальцита [2].

Главными рудными минералами являются пирит, вольфрамит, молибденит, берилл и лимонит, второстепенными – шеелит, висмутин, браннерит, халькопирит, касситерит, сфалерит, гематит. Главные нерудные минералы представлены кварцем, мусковитом, топазом и флюоритом. Содержание вольфрамита в рудах до 5%, в среднем 0.25–0.32%. Он образует вкрапленность, гнезда, прожилки с топазом, бериллом, слюдой. Зёрна размером до 2–5 см имеют неправильные формы. Берилл в руде составляет до 3%, в среднем 0.4–0.6%. Образует гнезда, радиально-лучистые скопления, друзы, вкрапленность, прожилки, жилы мощностью до 30 см. Кристаллы его столбчатые и шестоватые до 10 см длиной. Молибден образует вкрапленность в виде мелких чешуек (до 2–3 мм) прожилки, розетки и друзы. Руды месторождения относятся к вкрапленным и прожилково-вкрапленным с весьма неравномерным распределением полезных компонентов. Структура руд неравномернoзернистая (от мелкозернистой до крупнозернистой). Рудами являются грейзены и находящиеся в них кварцевые жилы и прожилки. Соотношение объёма кварцевых жил и грейзена различное. Грейзены представлены кварцевыми, кварцево-топазовыми и кварцево-мусковитовыми разностями. Около 50–55% балансовых руд сосредоточено в кварцевых грейзенах, 25–30% в кварцево-мусковитовых грейзенах и 15–20% в кварцево-топазовых разностях. Минеральный состав руд в зависимости от типа рудных тел и вида грейзенов представлен кварцем (жильный метасоматический и реликтовый) 60–95%, мусковитом, серицитом от 2–5% до 30%, пиритом – 1–20% (в среднем 10%), топазом от 1–10% до 23%, флюоритом до 13% и более. Выделяются два вида промышленных руд: вольфрам-молибден-бериллиевый и вольфрам – молибденовый [6].

Список литературы

1. Боголепов В.Г., Ширкунов М.В., Гуляева Н.Я. Строение, состав и распределение оруденения в основных грейзеновых телах редкометального месторождения Акштатау // Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л.: Изд. ЛГУ, 1971. С. 96–104.
2. Ефимов А.В., Бородаев Ю.С., Мозгова Н.Н., Ненашева С.Н. Особенности висмутовой минерализации молибден-вольфрамового месторождения Акштатау (Центр. Казахстан) // Геология рудных месторождений, №4, Т. 32, 1990. С. 64–75.
3. Красильщикова О. А., Павлунь Н. Н., Крочук В. М. О механизмах формирования цветовой и люминесцентной зональности флюорита вольфрамового месторождения Акштатау // ЗВМО, Вып. 2, 1988. С. 163–174.
4. Панова Е.Г. Сравнительный анализ типоморфных особенностей минералов из месторождений Акштатауского рудного поля // ЗРМО, Ч. 126, Вып. 1, 1997. С. 24–37.
5. Сорокина Н. А. Светлые слюды вольфрамитового месторождения Акштатау // Минералогия, геохимия, генезис и комплексное использование вольфрамовых месторождений. Л., 1981. С. 36–37.
6. Чухров Ф.В. Самородный висмут в рудах Акштатау // ЗВМО, Ч. 76, Вып. 3, 1947. С. 211–212.
7. <http://info.geology.gov.kz/ru/informatsiya/spravochnik-mestorozhdenij-kazakhstana/tverdye-poleznye-iskopaemye/item/akshatau-8> (страница месторождения на сайте комитета геологии и недропользования Казахстана)
8. Сайдашева Ф.Ф. Метасоматические формации Акштатау-Коньратского рудного района // Магматические, метасоматические формации и связанное с ним оруденение. Тез. науч. конфер. – Ташкент, 2005. С. 327–330.

МОДЕЛИРОВАНИЕ КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ В ГОРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИОННОЙ СИСТЕМЕ MICROMINE

А.В. Новопашин, М.Э. Трушевская

Научно-исследовательское геологическое предприятие

АК «АЛРОСА» (ПАО), Мирный

e-mail: NovopashinAV@alrosa.ru, TrushevskayaME@alrosa.ru

Внедрение программного обеспечения (ПО) Micromine на предприятиях ГРК «АЛРОСА» позволило задействовать функциональный потенциал данной горно-геологической информационной системы (ГГИС) в решении широкого круга аналитических задач алмазопыскающей геологии. К таковым можно отнести: создание разноранговых прогнозно-поисковых моделей; оценка запасов и прогнозных ресурсов при разведке россыпных источников алмазов; трёхмерное картирование данных документации керна скважин, геофизического каротажа, геохимии, а также минералогического опробования [1, 2].

Вместе с тем ГГИС Micromine может с успехом применяться и при крупномасштабном структурно-тектоническом моделировании, целью которого является выявление особенностей локализации отдельных кимберлитовых тел и их кустов для обнаружения схожих объектов, но не по отдельным критериям или параметрам, а по их совокупности (тектоническому образу). Хотя классические тектонические модели алмазоносных кимберлитовых трубок Якутии приведены в многочисленных работах, их формирование в ГГИС позволяет дополнительно решать такие информационно-аналитические задачи, как: проведение визуального анализа дизъюнктивной тектоники на различных стратиграфических уровнях; получение разрезов и погоризонтных планов по модели; расчёт углов падения магматических тел; повторное использование модели с привлечением новых геолого-геофизических данных.

Апробация метода объёмного моделирования в ПО Micromine проводилась на основе системы трубок Мир–Спутник (далее по тексту тр. Мир). Тектоническая модель тр. Мир представлена блоком платформенного чехла размерами 2×2 км в плане и 1.2 км на глубину (до нижнего разведочного горизонта -900 м), включающим кимберлитовые трубки и их околотрубочное пространство в виде погоризонтных планов и объёмной модели кимберлитовых тел (рис. 1) с разрезами (рис. 2), которые дают в совокупности объёмное представление о тектонической позиции месторождения и его наиболее значимых в прогнозном плане особенностях локализации [Проценко и др., 2018ф].

Модель строилась по горизонтам: +315 м, +280 м, +205 м, +100 м, +55 м, -20 м, -65 м, -120 м, -180 м, -280 м, -500 м, -700 м и -900 м. На горизонты имелись планы изолиний, выполненные на бумажных носителях. Поэтому они были предварительно оцифрованы. Учитывая, что целевой задачей данной работы являлось создание поисковых моделей, основное внимание было уделено особенностям строения околотрубочного пространства (кимберлитовмещающей системы нарушений), в связи с чем, масштаб моделей выбран более мелким 1:2000–1:5000, чем рекомендуемый для моделей месторождений.

Процесс создания трёхмерных моделей кимберлитовых тел и околотрубочного пространства сопровождался формированием каркасных поверхностей, которые строились между сопредельными горизонтами магматических тел. Разрезы получены при помощи стандартных инструментальных средств Micromine.

Согласно построенной модели, трубка Мир имеет в разрезе конусообразную форму с общим падением на северо-запад под углом ~80°. В верхней части до горизонта +50 м падение северного контакта крутое (до 90°), а восточного – более пологое (60–80°) (разрезы А–Б и Ж–З, рис. 2). В зоне контактов трубки с вмещающими породами (на расстоянии до 5–7 м) часто встречаются инъекции кимберлитов (мощностью до 0.5–3 м).

Ниже горизонта +55 м площадь горизонтального сечения кимберлитового тела меняется менее значительно, а тело постепенно вытягивается в северо-западном направлении, выходя за

контур своего максимального площадного развития (на земной поверхности); особенно отчётливо это демонстрируют разрезы В–Г и Д–Е (рис. 2). Между горизонтами -200 и -600 м ниже пластового тела долеритов, у тр. Мир отмечаются раздувы кимберлитов, указывающие, быть может, на бронирующую для кимберлитов роль пластовой и секущей интрузий долеритов [Судаков и др., 1983ф]. В зоне контакта с дайкой кимберлитовое тело испытывает пережимы, площадь его поперечного сечения сокращается, а на участке под пластовой интрузией устанавливается увеличение его объёма [Сафьянников, 1981ф].

Ниже горизонта -700 м трубка приобретает вытянутую дайкообразную форму, расщепляясь на несколько тел. На глубине 1000–1200 м наиболее мощное дайкообразное тело имеет размеры 320×30 м, является основным, наиболее протяжённым и мощным магмоподводящим каналом диатремы, а пять других, более мелких – дополнительными каналами, обуславливающими многофазность внедрения кимберлитов. Последние образуют линзовидные в плане тела размером от 100 ×15 до 50 ×5 м и менее. Мощность даек не выдержана, вблизи подводящего канала она составляет 1.0–1.2 м, на флангах – 0.3–0.5 м и менее. Наиболее протяжённая в плане (1200 м) кимберлитовая дайка контролирует трубки Мир и Спутник [Сафьянников, 1981ф].

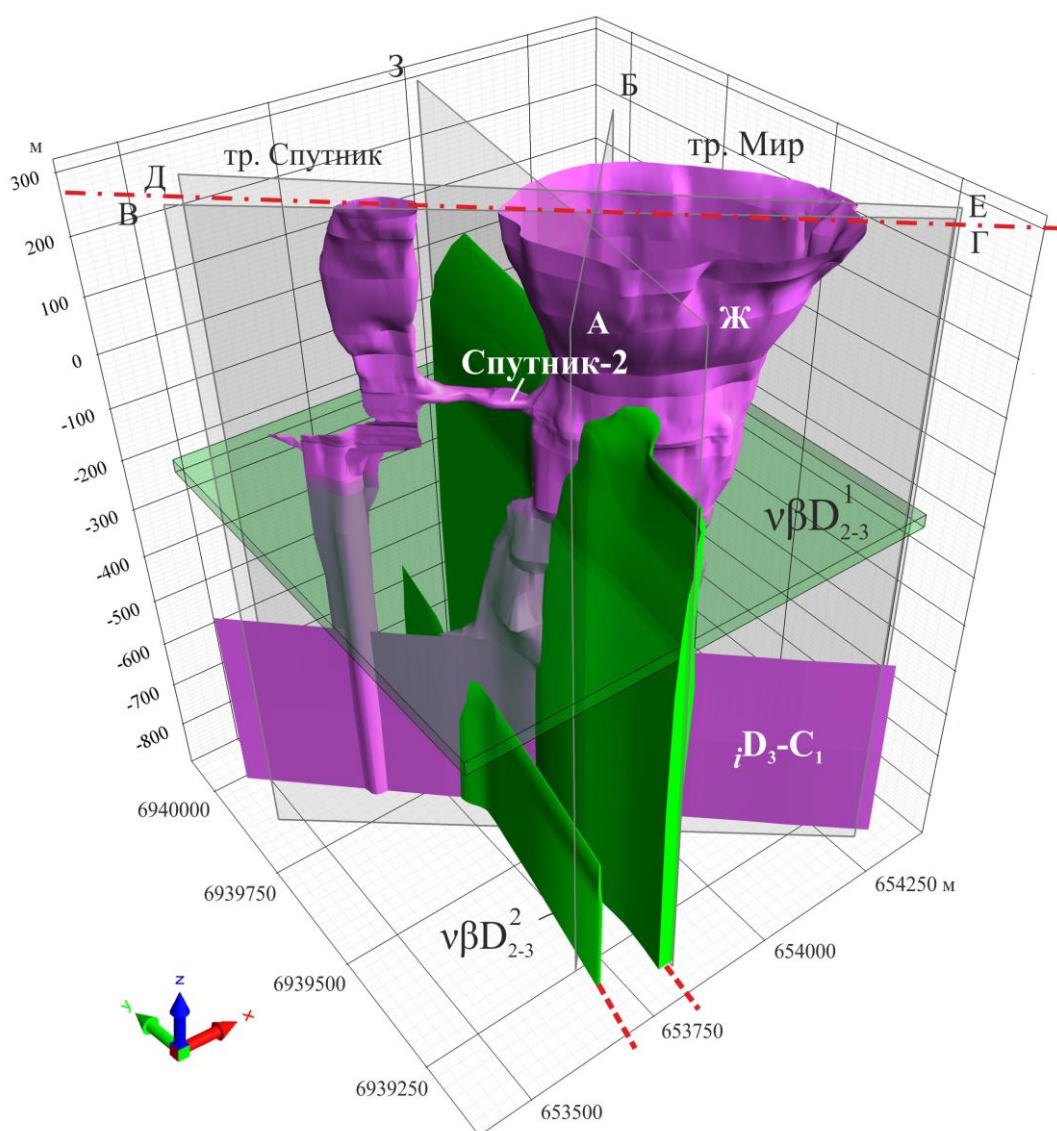


Рис. 1. Объёмная модель кимберлитовых тел Мир-Спутник и их околотрубочного пространства. Условные обозначения приведены на рис. 2.

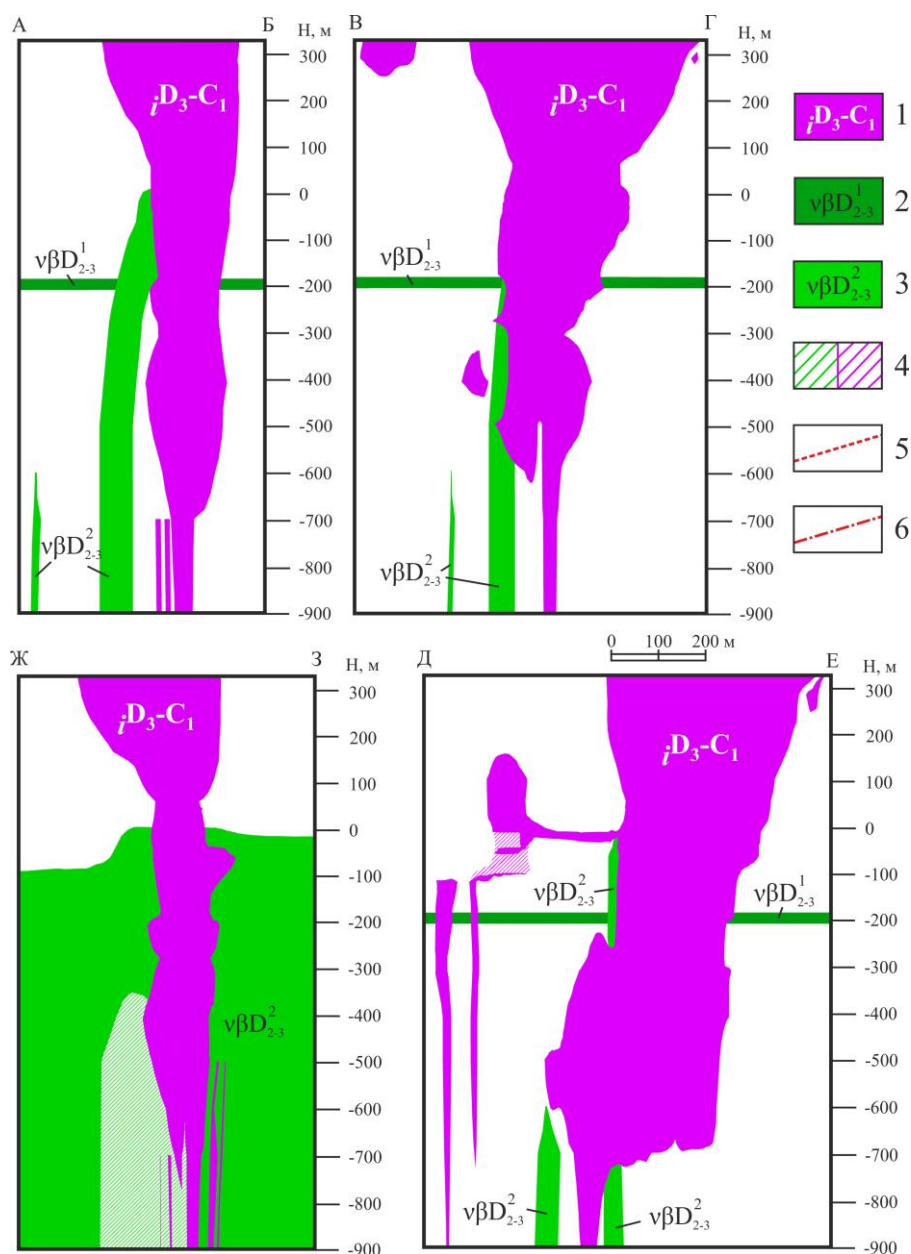


Рис. 2. Разрезы по кимберлитовым телам Мир–Спутник и их околотрубочному пространству. Условные обозначения: 1 – кимберлитовые трубки, жилы, дайки и их названия, 2 – силлы долеритов, 3 – дайки долеритов Параллельного разлома «слепые», 4 – проекции магматических тел на плоскость разреза, 5 – разломы зоны Параллельного разлома, кимберлитоконтролирующие, 6 – разлом северо-западный, кимберлитовмещающий.

Трубка Спутник эллипсовидной формы имеет в плане размеры 140×90 м. По вертикали трубка, не меняя существенно горизонтального сечения, на глубине 330 м резко выклинивается, переходя в систему даек мощностью 2–3 м. Общее падение осевой линии трубки в верхней части под углом 70°, азимут падения 17°, а в нижней – её падение субвертикальное.

Трубка Спутник имеет три магмоподводящих, линейно-вытянутых в северо-западном направлении (314°) канала. Раздувы «слепых» дайковых тел, не реализовавших себя в диатремы, расположены к северо-западу от трубки Спутник, они представлены тремя штокообразными, линзовидными в плане кимберлитовыми телами северо-западного простирания (разрез Д–Е). Судя по склонению кимберлитовой трубки Спутник, падение сместителя северо-западного рудовмещающего разлома, контролирующего это тело, на северо-восток (20–30°), падение крутое под углом 70–80° в верхней части (до горизонта +100 м), до субвертикального на глубине.

Кимберлитовое силлообразное тело, получившее название Спутник-2, прослежено от трубки Мир до трубки Спутник на расстоянии 160 м (разрез Д–Е). Тело внедрилось в трещино-

ватые карбонатные породы кровли метегерской свиты среднего кембрия и обладает изменчивой мощностью и различной шириной. Так, на глубине 335 м, в непосредственной близости от трубки Мир, ширина силлообразного тела составляет около 50 м, в средней своей части оно сужается до 25 м, а у трубки Спутник – снова расширяется до 40 м. Его подошва и кровля неровные, за счёт чего мощность его варьирует от 42–48 м (у контакта с трубкой Мир) до 15–30 м – вблизи трубки Спутник [Волотовский, 1995ф].

Магматические породы основного состава представлены в околотрубочном пространстве силлом и двумя дайками долеритов среднепалеозойского возраста. Пластовое тело долеритов вскрыто по периметру тр. Мир (в радиусе 0.3–0.5 км от рудного тела) всеми пройденными здесь разведочными скважинами глубиной более 500 м. Силл долеритов, внедрившийся по контакту между отложениями ичерской и чарской свит, представляет собой субгоризонтальное пластообразное тело со слабо волнистой поверхностью. Мощность его изменяется от 12 м до 34 м. Дайка долеритов, условно разделяющая силл на западную и восточную части, не оказывает существенного влияния на его морфологию. В приконтактной зоне с рудным телом и дайкой долеритов отмечается незначительное воздымание кровли силла [Сафьянников и др., 1981ф].

Две «слепых» дайки долеритов вскрыты разведочными скважинами в зоне Параллельного разлома. Первая – восточная, прорвана тр. Мир. Её мощность 30–40 м, на горизонте +40 м она выклинивается. Дайка, в свою очередь, прорывает силл долеритов, она вскрыта скважинами по вертикали между горизонтами -185 и -600 м, а по простиранию прослежена на 1200 м. Мощность дайки в апикальной части на горизонте +10–+40 м составляет первые метры, вскрытая в карьере ~30–35 м, с глубиной мощность дайки сохраняется или увеличивается незначительно, изменяясь по скважинам в диапазоне 30–50 м [Судаков, 1983ф]. Её падение в верхней части до горизонта -60 м западное, а ниже – субвертикальное.

Ещё одна дайка долеритов вскрыта в 120 м к западу от первой дайки скважинами 71 и 72 на горизонтах -600 и -900 м. Её мощность ~10 м, с раздувами до 30 м, с глубиной происходит незначительное увеличение мощности, падение дайки субвертикальное.

Таким образом, обобщённые данные по всем горизонтам и блокам, а также геологическим разрезам позволяют наиболее полно охарактеризовать структурно-тектоническое строение системы кимберлитовых трубок Мир-Спутник и выявить некоторые нюансы строения данного узла. Участок трубки Мир представляет собой слоистую толщу, сложенную осадочными породами чехла, нарушенную и осложнённую разрывными нарушениями, интродуцированную силлом и дайками долеритов, прорванную трубочными телами кимберлитов. В тектоническом плане участок тр. Мир приурочен к зоне Параллельного разлома. Разломы других направлений имеют резко-подчинённый характер как по количеству, так и по масштабу. Рудовмещающим является разлом северо-западного простирания, на это указывает морфология и ориентировка кимберлитовых трубок и жильных тел [Проценко и др., 2018ф].

На основе вышеизложенного можно сделать вывод, что трёхмерная модель в комплексе с системой разрезов наглядно демонстрирует строение и взаимоотношение кимберлитов и даек долеритов Параллельного разлома в околотрубочном пространстве.

Список литературы

1. *Новопашин. А.В., Шмаков И.И.* Технология трёхмерного картирования геолого-геофизических данных при поисках и разведке алмазных месторождений (Якутская алмазоносная провинция) // Материалы VIII Всероссийской научно-практической конференции «Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России». Том I. Якутск, 2018. С. 221–224.
2. *Новопашин А.В., Шерстяных А.И.* Технология трёхмерного картирования шлихоминералогических данных при поисках коренных и россыпных источников алмазов // Материалы V Всероссийской научно-практической конференции с международным участием, посвященной 50-летию Алмазной лаборатории ЦНИГРИ -НИГПИ АК "АЛРОСА" (ПАО) «Эффективность геологоразведочных работ на алмазы: прогнозно-ресурсные, методические и инновационно-технологические направления её повышения». Мирный, 2018. С. 389–390.

5. ГЕОЛОГИЯ НЕФТИ И ГАЗА. СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ

ИЗУЧЕНИЕ ФЛЮИДОУПОРОВ РИФОГЕННЫХ ЗАЛЕЖЕЙ ФРАНКО-ФАМЕНСКОГО ВОЗРАСТА НА ТЕРРИТОРИИ САМАРСКОЙ ОБЛАСТИ

А.О. Вязовкина

Самарский государственный технический университет, Самара

ПАО «Самаранефтегеофизика», Самара

e-mail: vz-anastasia@mail.ru

В рамках работы проанализированы данные 51 площади МОГТ-3Д и 81 площади МОГТ-2Д, ГИС глубокого бурения, нефтеносности, керны на территории Самарской области.

Целью работы является локализация зон развития «надежных» покрышек залежей, приуроченных к биогермным образованиям, обоснование критериев выделения прогнозных зон надёжности покрышек и установление закономерностей их распространения.

Основные задачи исследований.

1. Анализ условий формирования биогермных образований франско-фаменского возраста, а также покрышек в перекрывающих их отложениях по данным сейсмических исследований.
2. Выделение целевого интервала (турне–девон) на сейсмических разрезах на основе увязки скважинных и сейсмических материалов МОГТ-3Д и МОГТ-2Д.
3. Построение структурных карт и карт толщин целевого интервала.
4. По данным глубокого бурения опорных скважин составление серии схем корреляции и построение схематической карты мощности отложений флюидоупоров.
5. Определение критерия выделения прогнозных зон надёжности покрышек [1].
6. Создание карты с выделенными биогермными объектами франско-фаменского возраста и сводных карт с наиболее перспективными прогнозными зонами распространения залежей в биогермных образованиях на территории Самарской области.

В результате проведённых исследований на основе увязки скважинных и сейсмических материалов МОГТ-3Д и МОГТ-2Д были выделены целевые интервалы на сейсмических разрезах, в пределах которых по характерному набору параметров волнового поля выделены постройки рифогенного типа.

Основными критериями для выделения рифов с помощью сейсморазведки являются:

- ухудшение корреляции отражающих горизонтов (ОГ) в теле рифа, когда обрамляющие его волны при чёткой динамической выраженности имеют крутонаклонные оси синфазности, не соответствующие положению ОГ в надрифовых отложениях;
- увеличение времени регистрации между отражениями от промежуточных границ внутри рифового комплекса и от подстилавших его отложений;
- наличие структур облекания над зонами развития органогенных построек;
- изменение частотной составляющей и скоростной характеристики рифогенных образований относительно вмещающих пород.

На основании анализа волнового поля на временных разрезах профилей МОГТ-3Д на ЛУ расположенных, в пределах юго-западного и северо-восточного борта Муханово-Ероховского и Усть-Черемшанского прогибов было установлено широкое развитие построек седиментационного типа. В результате работы выделено 122 объекта рифогенного типа, которые на основании различий в морфологии, степени выраженности в структурных этажах и влиянии их на толщи облекания можно разделить на три группы:

1. К первой группе биогермов относятся резко выраженные, средне- и высокоамплитудные «тела», в основном франско-фаменского, реже заволжско-турнейского возраста, формирующие структуры облекания в вышележащих толщах.

Для них характерным признаком является увеличение толщин интервала $D_{3fm}-D_{3tm}$ и амплитуды поднятий, сформированных по поверхности облекания фамен-турнейских био-

гермов, по всем вышележащим горизонтам C_{1t} , C_{1bb} , C_{2b} , C_{2vr} , а по девонским отложениям они характеризуются малоамплитудными поднятиями.

2. Ко второй группе биогермных массивов и биогермов можно отнести седиментационные тела относительно небольших амплитуд (до 30 м), осложняющие структурные зоны, чаще всего линейные. Наличие таких биогермов обуславливает наличие локальных, иногда зональных несоответствий структурных планов.

3. К третьей группе биогермов относятся одиночные средне - и малоамплитудные биогермы, находящие отражение только в непосредственно прилегающих к ним отложениях и практически не отображённые в выше- и нижележащих толщах. Они встречаются относительно редко. Контуры выявленных построек седиментационного типа были увязаны со сводными структурными построениями по отражающим горизонтам C_{1t} , D_{3fm} , D_{3tm} , и картой изопахит интервала $D_{3tm}-C_{1t}$.

В результате было установлено, что наиболее благоприятными зонами развития построек рифогенного типа являются бортовые (в большей степени внешняя) зоны прогибов и лишь единичные органогенные постройки выявлены в осевых зонах. Однако в пределах северо-восточного борта при наличии построек седиментационного типа залежей нефти в пласте Дл заволжского надгоризонта на многих структурах седиментационного типа не установлено. В основном все залежи нефти, выявленные на поднятиях седиментационного типа, связаны со структурами облекания построек седиментационного типа и приурочены к отложениям турнейского яруса (пласт В1), бобриковского горизонта (пласт Б2) и выше по разрезу.

Как известно, основным условием скопления и сохранения залежей УВ в ловушках рифогенного типа является не только наличие самой ловушки и коллектора, но и наличие надёжной покрышки. Надёжной покрышкой для залежей нефти в пласте Дл заволжского надгоризонта является терригенно-карбонатная пачка малевского возраста.

Качество глинисто-карбонатной покрышки, по мнению ряда исследователей, зависит от количества и толщины слагающих её глинистых прослоев. Плотные карбонаты, даже при их низкой проницаемости, не могут обеспечить сохранение залежей, так как в большей степени подвержены трещиноватости. В Самарском Поволжье залежи нефти, как правило, экранируются глинистыми покрышками и в меньшей степени комбинированными, а именно, когда плотные карбонаты экранирующие залежь, перекрываются глинистым прослоем [2, 3].

Построена серия схем корреляции, пересекающих различные зоны (забортовую, внешнюю, внутреннюю бортовую и осевую) Муханово-Ероховского прогиба (МЕП), определены типы разреза и мощность отложений малевского возраста, характерные для каждой зоны. На основании схем корреляции определено, что литологический состав и взаимное расположение глин и известняков в разрезе отложений малевского горизонта не остаётся постоянным и претерпевает значительные изменения. Более уверенно он прослеживается в забортовых и внутренних бортовых зонах Муханово-Ероховского и Усть-Черемшанского прогибов, где в разрезе присутствуют маломощные глинистые прослои. Во внешних бортовых зонах мощность отложений малевского горизонта сокращается, глинистые прослои в его разрезе отсутствуют и отложения представлены глинистыми известняками (рис.1). Проведён анализ глинистых прослоев, определяющих степень надёжности «покрышки» на каротажной диаграммах. Исходя из проведённого анализа, можно сделать вывод, что мощность глинистых пропластков порядка 2м достаточна для сохранения залежи пласта (табл.). С учётом анализа данных ГИС, керн и корреляции малевской толщи, основанных на опорных скважинах, была построена схематическая карта мощности малевской толщи. Составлена схема развития отложений малевского возраста, характеризующая степень надёжности покрышки относительно зон МЕП и осложняющих их построек седиментационного типа. На основании проведённого анализа из объектов, подготовленных к постановке глубокого бурения на ЛУ МОГТ-3Д, были определены ловушки седиментационного типа (122 объекта). Проведено их ранжирование относительно зон МЕП и надёжности покрышки.

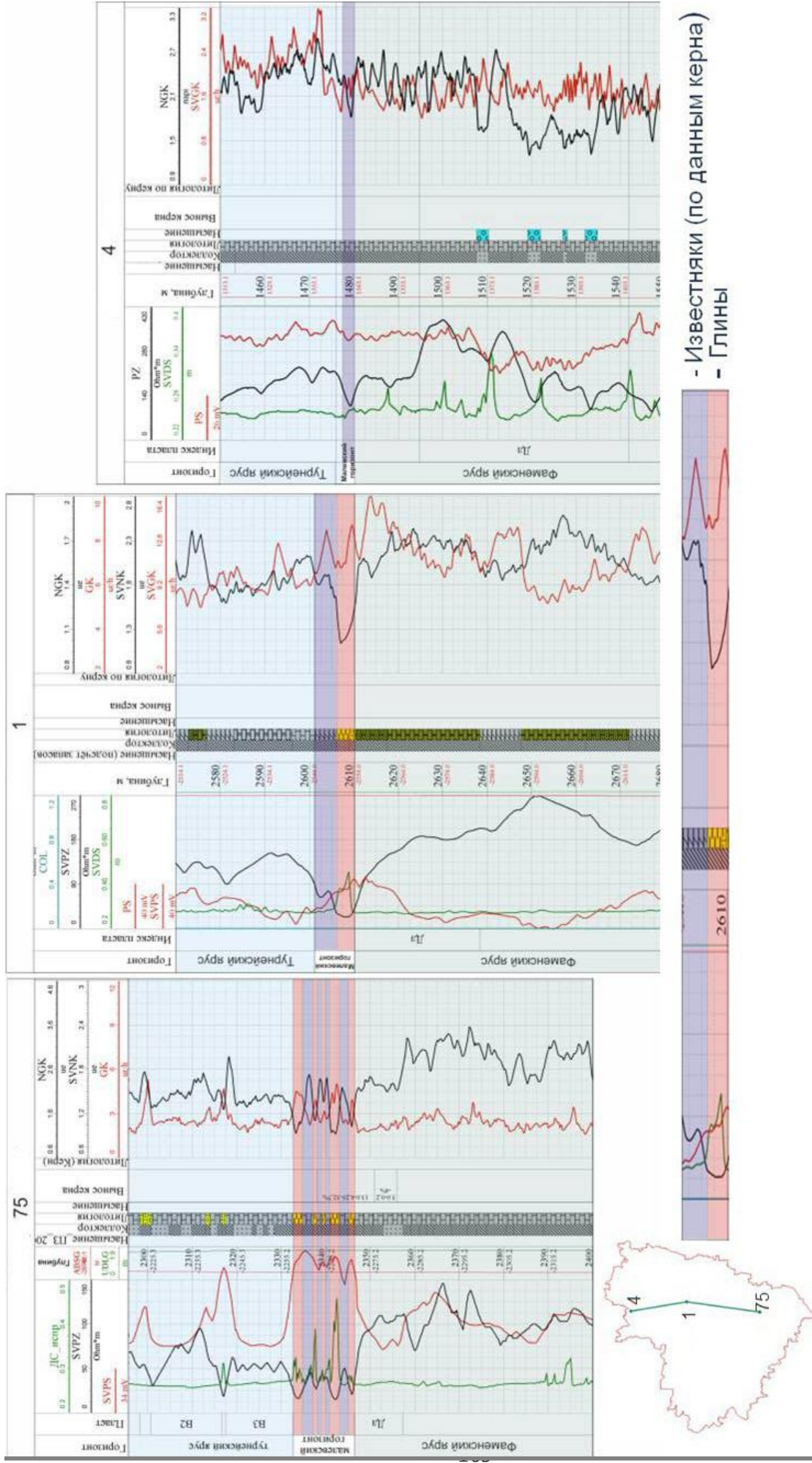


Рис.1. Изменение мощности и литологического состава малевского стратиграфического «репера» от южной части области к северной.

Анализ глинистых прослоев по скважинам

Скважина	Общая мощность малевского горизонта	Количество глинистых прослоев	Суммарная мощность глинистых прослоев	Зона МЭП
A	1.2	2	2.4	"внешняя"
B	5.6	2	2.1	"внешняя"
C	7.9	2	2.3	"внешняя"
D	6.3	1	6.3	"внутренняя"
E	4.6	1	4.6	"внутренняя"
F	9.6	3	4.5	"внешняя"
G	11.3	5	4.8	"внешняя"

Проведён анализ данных бурения на рифогенных структурах (объектах), подготовленных по результатам сейсморазведочных работ МОГТ-ЗД. По 2 объектам из 12 в результате бурения получены притоки воды. Это не противоречит результатам исследования, т.к. на этих структурах прогнозировалось низкое качество покрышки. Таким образом, успешность бурения составляет 83%.

Таким образом, выполненная работа позволила получить единое представление о зонах развития построек седиментационного типа и перекрывающих их покрышек.

Построена карта перспектив поисков залежей, приуроченных к ловушкам рифогенного типа относительно надёжности покрышки с нанесёнными постройками, выявленными в результате сейсморазведочных работ.

Выделение перспективных объектов с учётом распространения флюидоупоров по надёжности позволит минимизировать геологические риски и неопределённости при заложении эксплуатационных скважин, и тем самым повысит эффективность ГРП.

Список литературы

1. *Малыхин М.Д.* Сейсморазведка при выявлении рифогенных построек и связанных с ними залежей углеводородов (на примере Усть-Черемшанского, Муханово-Ероховского прогибов и прилегающих к ним палеошельфов). Дисс...кандидата геол.-мин. наук. Саратов, Саратовский государственный университет, 1984. 235 с.
2. *Мирчинк М.Ф.* Рифы Урало-Поволжья, их роль в размещении залежей нефти и газа и методика поисков. М.: Недра, 1974 г. 115 с.
3. *Мкртчян О.М.* Верхнедевонские рифы и их роль в формировании нефтеносных структур востока Урало-Поволжья. М.: Наука, 1964. 126 с.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ТИП ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА НИЖНЕРИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНО-АСКИНСКОЙ ПЛОЩАДИ БАШКОРТОСТАНА

Е.С. Корепанов¹, Л.М. Ситдикова¹, Е.В. Лозин²

*¹Институт геологии и нефтегазовых технологий КФУ, Казань, ²БашНИПИнефть, Уфа
e-mail: te3s.meqa@gmail.com*

Территория Башкортостана находится в пределах Волго-Уральской нефтегазоносной области. В тектоническом отношении Волго-Уральская область представляет собой восточную часть Русской плиты и Предуральского краевого прогиба Восточно-Европейской платформы. На севере её ограничивают складчатые образования Тимана, на востоке – горный Урал, на юге и западе она граничит с Прикаспийской синеклизой, Сысольским и Токмовским сводами. Большую часть провинции занимает Волжско-Камская антеклиза, крупнейшая надпорядковая структура Русской плиты.

В течение длительного времени докембрийские отложения считались малоперспективными для поисков в них залежей нефти и газа. Это объяснялось недостаточной биологической продуктивностью древних биосфер и неблагоприятными условиями сохранения скоплений углеводородов в таких древних, прошедших стадию глубинного метаброгенеза, осадочных комплексах [1, 2, 3]. Однако открытия на территории Восточной Сибири, Австралии, Китая, Омана и в других регионах мира крупных залежей нефти и газа в рифейских отложениях опровергли данное положение. Специальными исследованиями было доказано, что развитие органической жизни в верхнем протерозое привело к накоплению в осадках огромных масс бактериально-планктонного органического вещества, обладающего значительным нефтидогенерационным потенциалом [4].

В настоящее время на востоке Русской плиты в венд-рифейских осадочных отложениях выявлены нефтегазопроявления в Башкортостане, а в Пермской области и Удмуртии получены промышленные притоки нефти на Соколовской, Сивинской, Верещагинской площадях и Шарканском, и Дебесском месторождениях.

Промышленная нефтегазоносность рифейско-вендского осадочного чехла известна лишь в виде мелких скоплений тяжёлой, по существу дегазированной нефти. Рифтогенез рифейских структур служит благоприятным признаком для перспектив нефтегазоносности верхних подэтажей верхнего докембрия. В целом остаётся чрезвычайно актуальной задача дальнейшей детализации геологических знаний об огромной осадочной призмe R-V [1, 2, 3].

В ходе работы был использован ряд методов для выявления минералогических и геохимических особенностей рифейских отложений Восточно-Аскинского месторождения Башкортостана: структурно-текстурная характеристика образцов, литолого-минералогическая характеристика, рентгенографический анализ, метод ЭПР, а также сканирующая электронная микроскопия – СЭМ.

Полученные данные свидетельствуют о том, что породы нижне-рифейских отложений Восточно-Аскинской характеризуются неоднородностью [1, 2, 3]. Породы нижнего рифея территории исследования прошли стадию позднего диагенеза и находятся на больших глубинах (в интервале глубин от 2900 до 3800 м и более). Породы массивные, очень плотные, однородные. В нижних интервалах залегания пород отмечаются многочисленные стилолитовые швы, свидетельствующие о первичной неоднородности слабоглинистого осадка.

По литературным данным нижне-рифейские отложения изученной территории имеют фоновую пористость 5–10%, пористость в некоторых интервалах снижается до 1–5% и только у 3% пород пористость превышала 10%. Породы Восточно-Аскинской площади практически малопроницаемые и малоёмкие [2, 3]. Пористость образцов невысокая, отмечаются единичные мелкие изолированные поры, пустоты коррозии и выщелачивания (рис. 1(а)), а также участки перекристаллизации органических остатков (рис. 1(б)), в процессе которых формируется вторичная пористость.

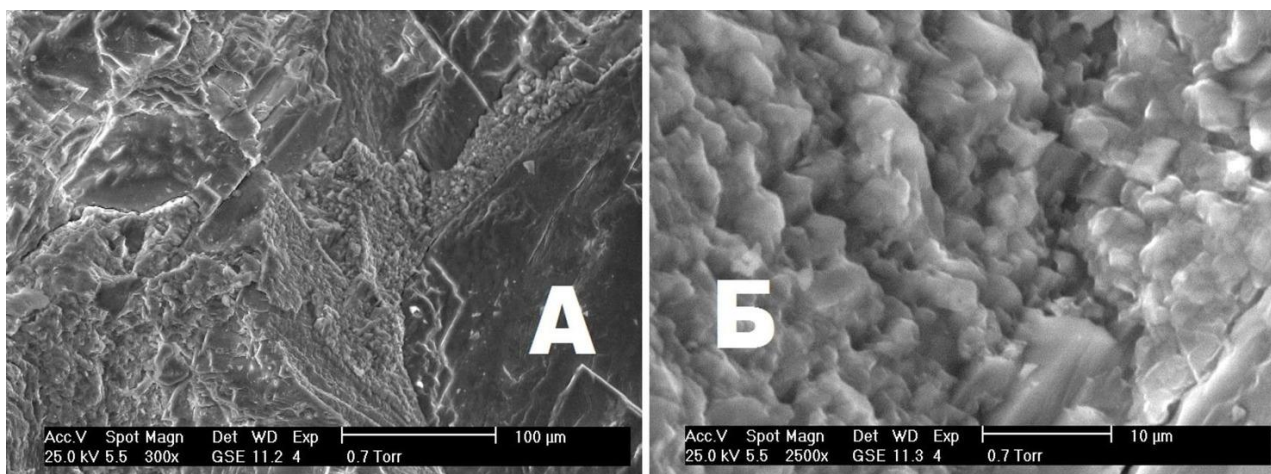


Рис. 1. Определение порового пространства методом СЭМ, Восточно-Аскинская площадь, образцы с глубины 3825 м (нижний рифей, калтасинская свита): (а) участки с пустотами коррозии и выщелачивания, (б) участки перекристаллизации органических остатков.

С целью выяснения типа органического вещества и его распределения по глубине был использован метод электронного-парамагнитного резонанса (ЭПР). По результатам исследований было установлено, что отмечаются вариации спектров ЭПР по глубине в скв.1 Восточно-Аскинской площади. Скважина вскрыла отложения нижнего рифея кабаковской свиты и нижележащие отложения калтасинской свиты.

На рис. 2 ЭПР-спектр образца с глубины 2945 м (нижний рифей, кабаковская свита), скв.1, Восточно-Аскинская площадь. Породы тонкослоистые, алевролиты карбонатизированные с тонкими прожилками кварца. На спектре отчётливо выделяются парамагнитные метки: сигналы Mn^{2+} в позициях Mg и Ca, соответствующие доломиту, Mn^{2+} входит в структуру доломита. Линия Fe^{+3} свидетельствует о вхождении Fe^{+3} в структуру глинистых минералов. Положение E' центра соответствует кварцу, который в породе образует тонкие прослойки.

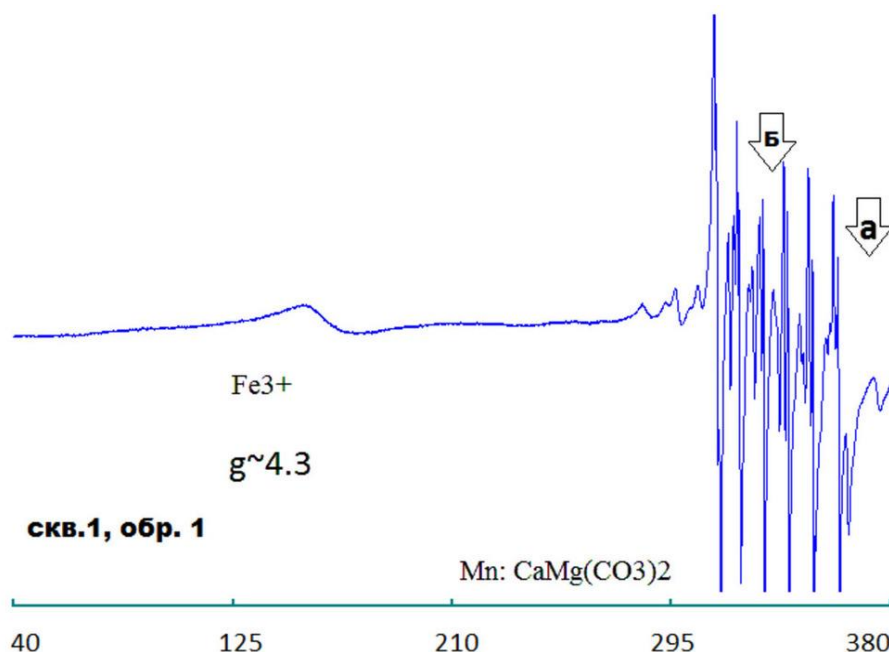


Рис. 2. ЭПР-спектр образца с глубины 2945 м (нижний рифей, кабаковская свита), скв.1, Восточно-Аскинская площадь: (а) – диапазон сильно-полевой линии, показаны позиции Mg и Ca; (б) – область радикала, соответствующая E' -центру кварца.

В образце этой же скважины на глубине 2953 м на спектре ЭПР (рис.3) отчётливо выделяется линия Fe^{3+} с $g - 4.3$ и дополнительные менее отчётливые линии Fe^{3+} в других позициях, связанные с различным составом глинистых минералов. Высокое содержание Fe^{3+} вызывает уширение линий Mn^{2+} . Линия E^- -центра соответствует кварцу высокой кристалличности.

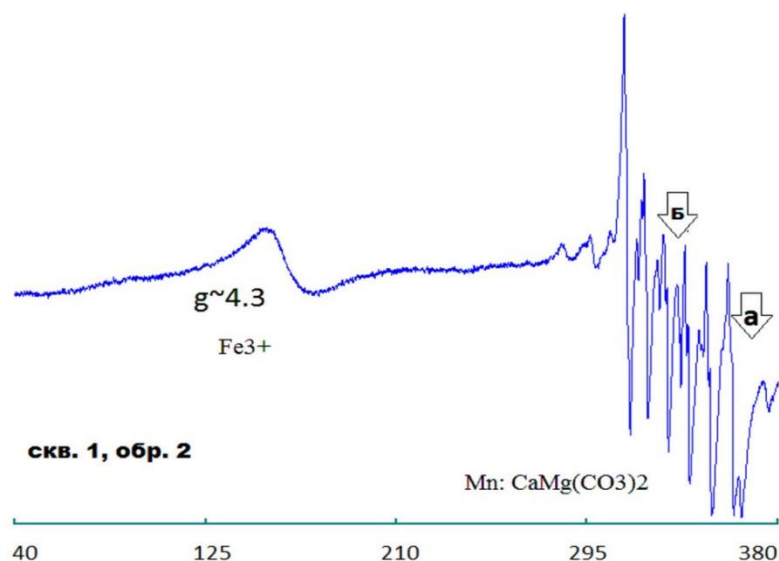


Рис. 3. ЭПР-спектр образца с глубины 2953 м (нижний рифей, кабаковская свита), скв.1, Восточно-Аскинская площадь: (а) – диапазон сильно-полевой линии, показаны позиции Mg и Ca; (б) – область радикала, соответствующая E^- -центру кварца.

Породы в скв.1 этой же площади в образце на глубине 3825 м (нижний рифей, калтасинская свита) представлены мергелистыми доломитами. В отличие от вышележащих образцов на спектрах ЭПР отсутствует линия Fe^{3+} , линии Mn^{2+} также связаны со структурой доломита (рис. 4). В области сильно-полевой линии Mn^{2+} линии более чёткие, а в области ион-радикала фиксируется отсутствие E^- -центра кварца. Полученные результаты ЭПР-анализа свидетельствуют, что доломиты всех трёх интервалов идентичные.

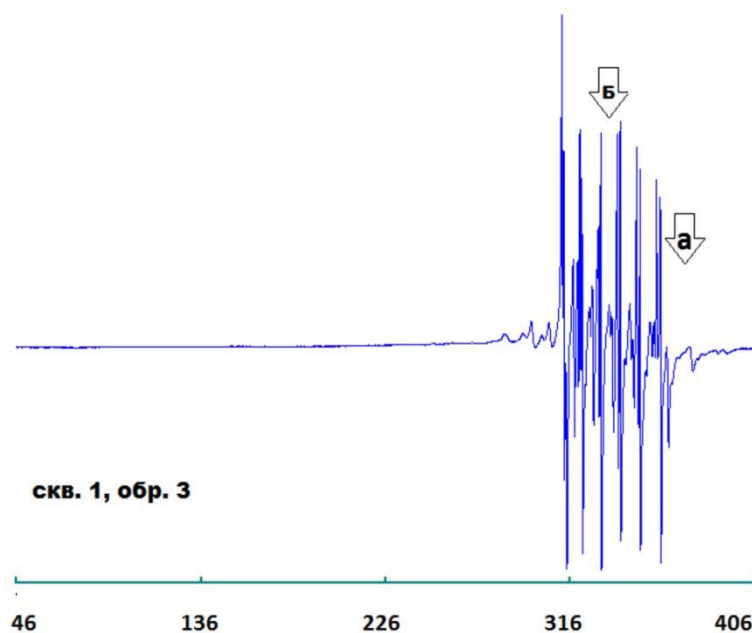


Рис. 4. ЭПР-спектр образца с глубины 3825 м (нижний рифей, калтасинская свита), скв.1, Восточно-Аскинская площадь: (а) – диапазон сильно-полевой линии, показаны позиции Mg и Ca, (б) – область радикала, соответствующая E^- -центру кварца.

Необходимо отметить, что в более глубоких горизонтах скв.1 Восточно-Аскинской площади породы представлены органогенными известняками, в которых проявились интенсивные процессы перекристаллизации с образованием блочного кальцита. На спектре ЭПР-анализа (рис. 5) показаны линии Mn^{2+} , соответствующие кальциту. В области радикала отмечаются линии, соответствующие ион-радикалам SO_2^- , SO_3^- , $C_{org.}$. На спектре (рис. 5(а)) отчётливо выделяются линии, соответствующие $C_{org.}$ и линия радикала $R_{bit.}$ Слабая линия E^- -центра кварца (кварц в породах присутствует в небольшом количестве).

Для уточнения типа карбонатных минералов и типа органического вещества было проведено удаление кальцита путём его растворения раствором соляной кислоты. Была выяснена природа органического вещества с помощью дальнейшей температурной обработки при $350^\circ C$ и повторным ЭПР-анализом (рис. 5). После обработки HCl на ЭПР-спектре проявляется структура свободного радикала органического вещества: широкая линия соответствует ранее образованному подвижному углеводороду. Узкая линия соответствует карбонизированному углероду. На рис. 6(б) после пиролиза при $350^\circ C$ фиксируется появление нового углеродного радикала C_{350} (растительный тип органики).

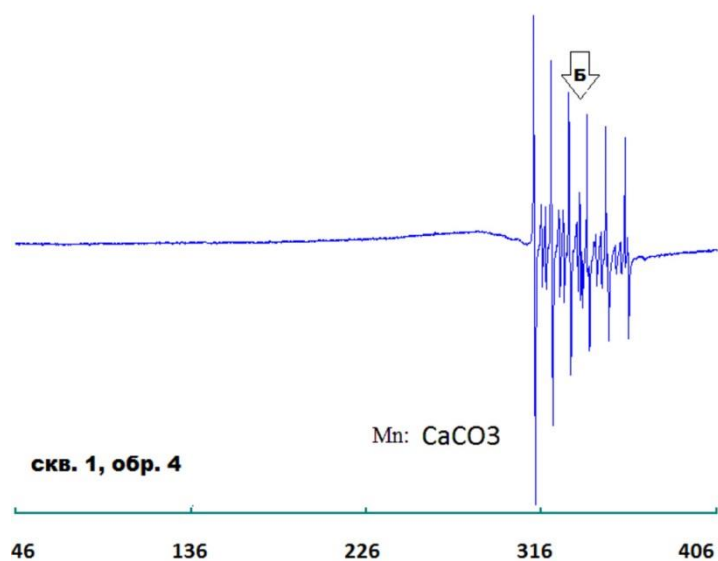


Рис. 5. ЭПР-спектр образца с глубины 3908.5 м (нижний рифей, калтасинская свита), скв.1, Восточно-Аскинская площадь: (б) – область радикала, соответствующая E^- -центру кварца.

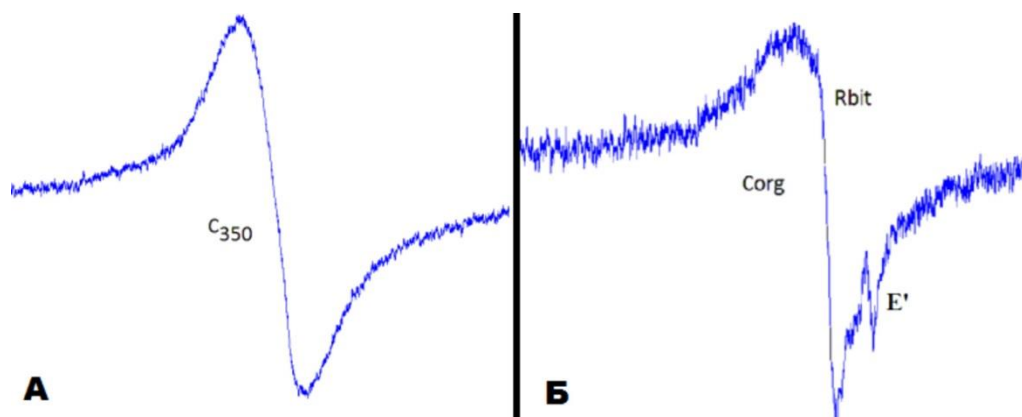


Рис. 6 ЭПР-спектр образца с глубины 3908.5 м (нижний рифей, калтасинская свита), скв.1, Восточно-Аскинская площадь: А) линии, соответствующие $C_{org.}$ и линия радикала $R_{bit.}$ Слабая линия E^- -центра кварца (кварц в породах присутствует в небольшом количестве); Б) Появление нового углеродного радикала C_{350} (растительный тип органики), после пиролиза при $350^\circ C$.

Заключение

По результатам проведённых исследований был сделан ряд важных выводов по нижнерифейским отложениям Восточно-Аскинской площади Башкортостана.

1.Породы рифейских отложений Восточно-Аскинской неоднородные, прошли стадию позднего диагенеза, имеют плотную структуру. С глубиной более выражены интенсивные процессы перекристаллизации пород.

2.Породы характеризуются низкой пористостью, поры единичные, коррозионные и типа выщелачивания, а также участки перекристаллизации органических остатков, в процессе которых формируется вторичная пористость.

3.По данным ЭПР-анализа установлено, что кварц и кальцит в составе породы эпигенетического типа. Выявленные парамагнитные метки (Fe^{3+} , Mn^{2+} , сульфат ион-радикалы в структуре кальцита, Е'центр в кварце и органический радикал C_{org} /углеводородного типа разной генерации) имеют стратификационное и корреляционное значения. Они отражают зональное строение карбонатных пород, а также спецификацию порового пространства.

4.После растворения кальцита и последующей температурной обработки образца на спектрах ЭПР-анализа проявляются линии свободного радикала органического вещества: подвижного углеводорода и карбонизированного углерода. После пиролиза при 350°C фиксируется появление нового углеродного радикала C_{350} (растительный тип органики).

5.Наличие скоплений органического вещества растительного происхождения свидетельствует о возможном генерационном потенциале пород нижнего рифея Восточно-Аскинской площади. Однако углеводородный потенциал этих пород возможен только при использовании термических методов разработки [2].

6.Наиболее перспективным горизонтом на содержание УВ является калтасинская свита нижнего рифея Восточно-Аскинской площади, изучению которой необходимо уделять большое внимание в процессе выявления перспективных зон и площадей.

Список литературы

1. Лозин Е.В. Тектоника и нефтеносность платформенного Башкортостана. Ч. 1, 2. М.: ВНИИОЭНГ, 1994. 137 с.
2. Лозин Е.В. Геология и нефтеносность Башкортостана. Уфа: БашНИПИнефть. 703 с.
3. Лозин Е.В. Глубинное строение и нефтеносность Волго-Уральской области и смежных территорий // Литосфера, №3, 2002. С. 46–68.
4. Масагутов Р.Х. Литолого-стратиграфическая характеристика и палеогеография позднего докембрия Башкирского Приуралья. М.: Недра, 2002. 224 с.

АНАЛИЗ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА (РЕСПУБЛИКА БЕЛАРУСЬ) НА ПРИМЕРЕ НОВО-КОРЕНЕВСКОГО, БОРИСОВСКОГО И ЗОЛОТУХИНСКОГО НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

А.А. Лопушко

*Гомельский государственный университет имени Франциска Скорины”, Гомель
e-mail: lopushko97@mail.ru*

Основной нефтегазоносной территорией Беларуси является Припятский прогиб – составная часть единого Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена. Поиски и разведка залежей углеводородов в Припятском нефтегазоносном бассейне осуществлялась с 1952 г., разработка – с 1965 г. В настоящее время в пределах Припятского прогиба открыто 83 месторождения нефти, газа и газоконденсата, выявлены 229 залежей нефти, из них 15 залежей – в верхнесоленосных, 78 – в межсолевых, 120 – в подсолевых карбонатных, 14 – в подсолевых терригенных и 2 – в верхнепротерозойских (вендских) отложениях.

Все выявленные месторождения нефти локализованы в Припятском прогибе, который рассматривается как нефтегазоносная область. В Припятской нефтегазоносной области выделены три нефтегазоносных района: Северный, Центральный и Южный.

Промышленная нефтеносность девонских образований установлена в пределах Северного и Центрального районов Припятской нефтегазоносной области и связана с Северной прибортовой, Чернинско-Первомайской, Борщевско-Александровской, Речицко-Вишанской и Малодушинской зонами нефтегазонакопления. На остальной территории Припятского прогиба (Южный и большая часть площади Центрального района) выявлены лишь непромышленные залежи тяжёлой нефти.

Особенностью размещения нефтяных месторождений является их приуроченность к системам приразломных блоков и надразломных поднятий, контролируемых региональными разломами субширотного простирания [1].

Рассмотрим, как изменялась нефтегазоносность Припятского прогиба на месторождениях Ново-Коренёвское, Борисовское, Золотухинское (рис. 1).

Ново-Коренёвское месторождение в тектоническом отношении приурочено к Кореневской субрегиональной зоне локальных поднятий Центральной части Червонослободско-Малодушинской ступени. В нефтегазоносном – к Северному нефтегазоносному ареалу структурных форм Припятского прогиба. Продуктивными здесь являются отложения коренёвской пачки лебедянского горизонта и отложения тонезских слоёв задонского горизонта. Нефтеносность продуктивных отложений установлена по керну (выпоты нефти на свежем изломе, в трещинах и кавернах, налеты, примазки и включения битуминозного вещества, нефтяной запах, выделение жидкой нефти в порах и трещинах), по промыслово-геофизическим данным, по результатам опробований испытателем пластов в процессе бурения и испытаний в колонне.

В пределах Ново-Коренёвской структуры отложения верхнего резервуара коренёвской пачки лебедянского горизонта вскрыты 16 скважинами.

Продуктивность отложений лебедянского горизонта впервые была установлена в июне 2005 г. при испытании отложений коренёвской пачки лебедянского горизонта.

По условиям залегания и типу залежь пластовая, литологически ограниченная.

Породы-коллекторы залежи нефти верхнего резервуара представлены известняками кавернозными, трещиноватыми. Тип коллектора каверново-порово-трещинный (по классификации Ф.И. Котяхова). Эффективные нефтенасыщенные толщи (вертикальные), выделенные в результате интерпретации материалов ГИС, изменяются от 0.7 м до 27.8 м. Пористость пластов-коллекторов варьирует от 6.8 % до 11.3 %, нефтенасыщенность – от 88.0 % до 91.7 %.

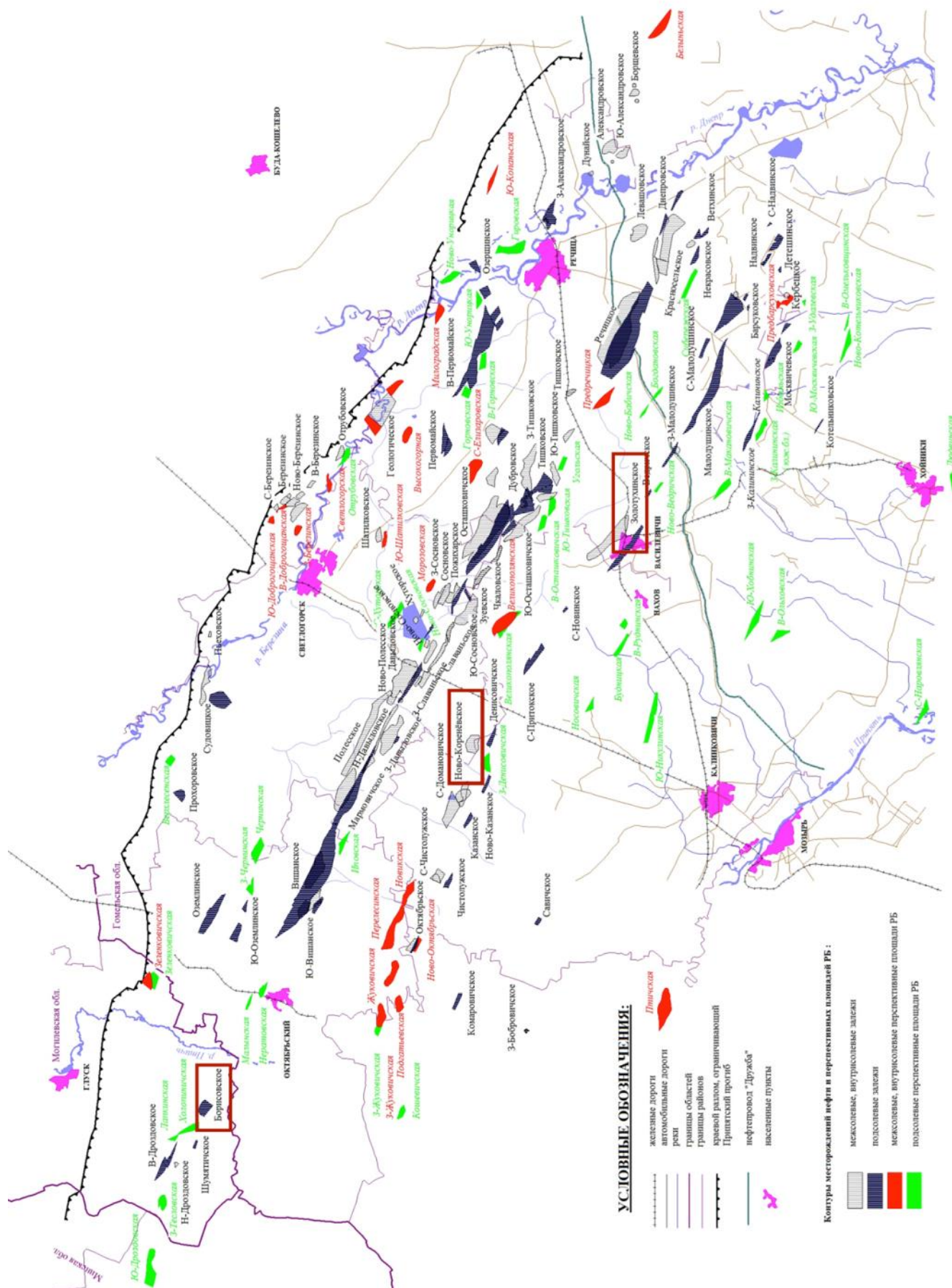


Рис.1. Месторождения Припятского прогиба [3].

Продуктивность отложений тонежских слоёв задонского горизонта впервые была установлена в июле 2005 г. при испытании отложений тонежских слоёв задонского горизонта. Согласно современным представлениям о геологическом строении, залежь нефти тонежских слоёв задонского горизонта относится к пластовой, стратиграфически ограниченной с юга зоной отсутствия межсоловых отложений тектонического происхождения.

Породы-коллекторы залежи нефти тонежских слоёв задонского горизонта представлены доломитами. Тип коллектора карбонатный, порово-каверново-трещинный (по классификации Ф.И. Котяхова).

Эффективные нефтенасыщенные толщи (вертикальные), выделенные в результате интерпретации материалов ГИС, изменяются от 2.0 м до 26 м. Пористость пластов-коллекторов варьирует от 5.5 % до 6.4 %, нефтенасыщенность – от 51.7 % до 70.6 % [3].

Борисовское месторождение нефти расположено в пределах Северной структурно-тектонической зоны Припятского прогиба и приурочено к западной части Речицко-Вишанской зоны поднятий, в которой промышленно-нефтеносными являются карбонатные подсолёвые отложения. Промышленная нефтеносность на Борисовском месторождении связана с отложениями семилукского и саргаевского горизонтов.

В пределах Борисовской структуры отложения семилукского горизонта вскрыты 14 скважинами. Продуктивность семилукских отложений впервые была установлена в июне 1975 г. при совместном испытании семилукско-саргаевских отложений.

По условиям залегания и типу ловушки семилукская залежь пластовая, сводовая, тектонически экранированная с юга-востока и юго-запада, на севере ограничена контуром нефтеносности.

Коллекторами нефти семилукской залежи являются вторичные доломиты, в основании горизонта доломиты глинистые до мергелей. Выше доломиты органогенные, разноразмерные, пористо-кавернозные, трещиноватые. Тип коллектора карбонатный, каверново-порово-трещинный (по классификации Ф.И. Котяхова).

Эффективные нефтенасыщенные толщи (вертикальные), выделенные в результате интерпретации материалов ГИС, изменяются от 6.9 м до 10.5 м. Пористость пластов-коллекторов варьирует от 5.1% до 5.6%, нефтенасыщенность – от 83.6% до 85.0% [2].

Золотухинское месторождение расположено в западной части Малодушинской зоны нефтегазоаккумуляции, где промышленно-нефтеносными являются межсоловые (петриковские, елецкие, задонские) и подсолёвые (воронежские, семилукские, саргаевские) отложения.

Коллекторами нефти для залежи воронежских отложений являются кавернозные, пористые, трещиноватые доломиты и известняки. Пористость по ГИС изменяется в пределах от 4 до 10%, нефтенасыщенность, соответственно, от 77 % до 96 %. Нефтенасыщенные толщи варьируют от 0.8 м до 17.3 м. Тип коллектора каверново-порово-трещинный.

Коллекторами нефти семилукского горизонта являются доломиты пористые, с вертикальными трещинами и многочисленными кавернами.

Пористость по ГИС изменяется в пределах от 3% до 12%, нефтенасыщенность, соответственно, от 74% до 92%. Нефтенасыщенные толщи варьируют от 1.3 м до 22 м. Тип коллектора каверново-порово-трещинный.

Залежь нефти саргаевского горизонта. Коллекторами нефти являются кавернозные, трещиноватые доломиты и известняки. Продуктивные отложения приурочены к ведричским слоям. Пористость по ГИС изменяется от 4% до 7%, нефтенасыщенность, соответственно, от 82% до 89%. Нефтенасыщенные толщи варьируют от 1.0 м до 10.1 м. Тип коллектора каверново-порово-трещинный [4].

Анализируя карты эффективных толщ по площади, следует сделать вывод о том, что максимальные значения их приурочены к сводовым частям залежей и уменьшаются в северо-восточном направлении. В направлении простирания регионального разлома отмечается ритмичная смена значений величин эффективных толщин с меньшей на большую и обратно.

В результате данной работы можно сделать вывод, что по строению и генезису ловушки разделяются на три типа: блоковый, сводовый и литологический, а поро-

дами-коллекторами являются известняки (часто органогенные), доломитизированные известняки, доломиты, песчаники и алевролиты. Преобладает порово-каверново-трещинный тип коллектора.

Список литературы

1. *Бескопыльный, В.Н.* Атлас природных резервуаров и углеводородов нефтяных месторождений Беларуси. Гомель: Сож, 2009. 216 с.
2. Исследование и комплексный анализ геологических, геофизических и промысловых данных и пересчет начальных геологических и извлекаемых запасов нефти и растворенного газа Борисовского месторождения. Отчёт о выполненной работе / Ответственные исполнители Пилецкая И.А., Паремский Е.Г., Лобач С.Н. / РУП «Производственное объединение «Белоруснефть». Гомель, 2014 г. 179 с.
3. Пересчёт запасов нефти и растворенного газа Ново-Кореневского месторождения. Отчёт о выполненной работе / Ответственные исполнители Дубинин Б.А., Мохорев А.С., Грудинин А.С. / РУП «Производственное объединение «Белоруснефть». Гомель, 2015 г. 229 с.
4. Подсчёт запасов нефти и растворенного газа Золотухинского месторождения: Отчёт о НИР / УкрГИПРОНИИнефть; Руководители А.А. Пахольчук, О.К. Катаев. Заказ-наряд 87-19-88. Этап 2, Инв. № 726. Киев, 1987. 339 с.

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕНОСНОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ ДОМАНИКОВОГО ТИПА В БУЗУЛУКСКОЙ ВПАДИНЕ

Е.Н. Соболева

Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт, Москва
e-mail: soboleva2105@mail.ru

История изучения отложений доманикового типа Бузулукской впадины в качестве нефтематеринских пород насчитывает многие десятилетия. В последние годы эти отложения стали рассматриваться в качестве нетрадиционных источников нефти – важного дополнительного ресурсного потенциала в так называемых старых нефтегазоносных районах. Под «доманиковой толщей» (формацией) в пределах Бузулукской впадины понимается мощная (до 400 м.) толща глубоководных, обогащённых органическим веществом глинисто-кремнисто-карбонатных пород доманикового типа.

По содержанию органического вещества отложения доманикового типа подразделяются на доманикиты и доманикоиды. Доманикиты – высокоуглеродистые породы смешанного карбонатно-кремнистого состава, характеризующиеся высоким содержанием сапропелевого органического вещества ($C_{орг}$) от 5% (вес.) до 25% (вес.) [1]. Доманикоиды – породы смешанного глинисто-кремнисто-карбонатного, глинисто-карбонатного и карбонатного состава с содержанием сапропелевого органического вещества ($C_{орг}$) от 0.5% (вес.) до 5% (вес.) [1].

Отложения доманикового типа в пределах Бузулукской впадины слагают стратиграфический интервал от доманикового горизонта среднефранского подъяруса до турнейского яруса нижнего карбона, а не отдельное стратиграфическое подразделение – доманиковый горизонт.

Отложения доманикового типа образовались в морском бассейне в результате длительного некомпенсированного прогибания с низкими скоростями седиментации. [4]. Условия осадконакопления отразились на особенностях их строения. Для отложений этого типа характерны неоднородное строение, сланцеватость, низкие коллекторские свойства, высокие содержания сапропелевого органического вещества.

Нетрадиционные резервуары нефти в доманиковых продуктивных отложениях не являются коллекторами в традиционном понимании. Они характеризуются практически нулевой проницаемостью и при испытании этих пород из них притока флюидов обычно не получают. Промышленные притоки нефти из нетрадиционных коллекторов получают после проведения гидроразрыва пласта (ГРП) с закреплением трещин пропантом, т.е. эти притоки получают уже из другой, искусственно сформированной среды, свойства которой по данным исследования керна, ГИС и испытаний, выполненными до проведения ГРП определить нельзя [2].

Для оценки перспектив нефтегазоносности отложений доманикового типа Бузулукской впадины была проведена апробация технологии бассейнового моделирования в программном пакете TemisFlow. Методика бассейнового моделирования заключается в объединении в общую систему процессов осадконакопления, образования в отложениях флюидов и их миграции и аккумуляции в различных структурах. Метод бассейнового моделирования позволяет выбирать для детальных исследований перспективные площади, где возможно прогнозировать наличие залежей углеводородов на основе уже накопленных данных и, таким образом, тщательно планировать поисковые и разведочные работы.

В пределах моделируемой территории Бузулукской впадины, зоны наибольших значений генерации УВ связаны с Муханово-Ероховским прогибом, входящего в Камско-Кинельскую систему палеопрогибов. Уменьшение концентрации $C_{орг}$ наблюдается в направлении от осевой части прогиба к его бортам. К бортам впадины сокращается и стратиграфический диапазон доманиковой толщи за счёт последовательного фациального перехода верхних подразделений толщи в мелководные шельфовые и рифовые [5].

В результате бассейнового моделирования была выполнена попластовая количественная оценка ресурсов УВ и построены карты плотностей аккумуляции и генерации УВ для разных интервалов времени в отложениях доманикового типа Бузулукской впадины.

Исходя из результатов моделирования в пределах Бузулукской впадины основные объёмы генерации и аккумуляции УВ связаны с отложениями доманикового, евланово-ливенского горизонтов фаменского яруса. Общие масштабы генерации жидких УВ во всех горизонтах существенно превышают масштабы генерации газообразных УВ. По данным проведённого бассейнового моделирования плотность аккумуляции УВ по продуктивным комплексам составила от 150 до 500 тыс. т/км².

На сегодняшний день единственным месторождением в Бузулукской впадине, «нетрадиционные» запасы которого прошли государственную экспертизу, является Троицкое (Кашаевский л.у.). Залежь связана с пластом D_{3f} (доманиковые). Отложения представлены кремнисто-глинисто-карбонатными породами, сформировавшимися в депрессионной зоне Муханово-Ероховского прогиба. Из пласта D_{3f} (доманиковые) после ГРП был получен приток нефти с небольшим количеством воды общим дебитом 20 м³/сут. Приток нефти из депрессионных отложений в Муханово-Ероховском прогибе был получен впервые.

Геохимические данные, полученные в скважинах Троицкого месторождения, свидетельствуют о том, что источником нефти в поровом пространстве пород доманиковой толщи является органическое вещество, содержащееся в тех же породах. Это устанавливается по геохимическим материалам скважин, полученных в лаборатории ФГБУ «ВНИГНИ». Залежь нефти в продуктивном пласте D_{3f} (доманиковые) так же, как и в других коллекторах доманикового типа, ввиду отсутствия свободной воды, не контролируется традиционными структурными или литологическими ловушками и соответствует площади распространения продуктивного пласта. Учитывая широкое распространение пласта D_{3f} (доманиковые), доказанное литолого-фациальными исследованиями, результатами детальной корреляции разрезов скважин и сейсмическими исследованиями, залежь при подсчёте запасов была ограничена условными линиями, соответствующими границам лицензионного участка. В мировой литературе такие резервуары нефти носят название «протяжённых» или «непрерывных» резервуаров (continuous reservoirs). Именно на основе этой модели ведётся разбуривание залежей в резервуарах данного типа скважинами с длинными горизонтальными стволами.

При сравнении запасов Троицкого месторождения, посчитанных объёмным методом, и полученных по результатам бассейнового моделирования, расхождение в оценках составило 8%, что является вполне удовлетворительным результатом, подтверждающим достоверность полученных при моделировании количественных оценок нефтяного потенциала изучаемой территории.

В зарубежной практике наглядным и хорошо изученным примером «протяжённых» залежей является месторождение Элм Кули в бассейне Уиллистон (США) площадью более 1100 км². Продуктивен нетрадиционный низкопроницаемый резервуар в средней части девон-миссисипской формации Баккен, где были пробурены сотни скважин. Резервуар сложен алевроитистыми доломитами, которые сохраняют свои коллекторские свойства по всей площади месторождения [5].

Так, по имеющимся данным, в пределах Бузулукской впадины наиболее перспективным для проведения поисково-разведочных работ на отложения доманикового типа является Муханово-Ероховский прогиб, входящий в систему Камско-Кинельских прогибов Волго-Урала. Освоение нетрадиционных УВ будет зависеть от экономических условий и технических возможностей.

Список литературы

1. *Баженова Т.К.* Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов. СПб: Недра, 1998. С. 265–267.
2. *Варламов А.И., Петерсилье В.И., Порожун В.И., Фортунатова Н.К., Комар Н.В., Швеца-Тэнэца-Гурий А.Г.* Временные методические рекомендации по подсчету запасов нефти в доманиковых продуктивных отложениях // Недропользование, № 4, 2017. С. 104–115.
3. *Зайдельсон М.И., Вайнбаум С.Я.* и др. Формирование и нефтегазоносность доманикоидных формаций. Москва: Наука, 1990. 80 с.
4. *Прищепа О.М., Аверьянова О.Ю.* Понятийная база и первоочередные объекты нетрадиционного углеводородного сырья // Георесурсы, геоэнергетика, геополитика, №2(10), 2014. http://oilgasjournal.ru/vol_10/prishchepa.pdf.
5. *Ульмишек Г.Ф., Шаломеев А.В., Холтон Д.Ю., Дахнова М.В.* Нетрадиционные резервуары нефти в доманиковой толще Оренбургской области // Геология нефти и газа, №5, 2017. С. 67–77.

ОСОБЕННОСТИ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ ГЛИНИСТОЙ ТОЛЩИ ХАДУМСКОЙ СВИТЫ

Ю.Б. Фадеева

ФГБУ ВНИГНИ, Москва

e-mail: yuliana-@list.ru

Проблема поиска и освоения нетрадиционных залежей углеводородов на сегодняшний день является весьма актуальной. Именно хадумские отложения являются объектами таких залежей в пределах важной нефтегазоносной провинции России – Восточного Предкавказья.

В тектоническом отношении изучаемая территория охватывает западную часть эпигерцинской Скифской плиты и примыкающий с юга Терско-Каспийский передовой прогиб. Она включает полностью или частично континентальные части трёх нефтегазоносных областей Среднекаспийского нефтегазового бассейна: Восточно-Предкавказской, Ставропольской и Терско-Каспийской НГО [2].

Объект исследования распространён в пределах Северо-Кавказской нефтегазоносной провинции и Центрально-Предкавказской, Восточно-Предкавказской и Терско-Каспийской нефтегазоносных областях. В тектоническом отношении территория распространения хадумских отложений относится к южной части Скифской платформы.

Хадумская свита на территории Восточного Предкавказья подразделена на три подсвиты: нижний горизонт – псехонский, средний – полбинский (или острокодовый пласт), верхний – Морозной балки.

Залежи хадумских отложений представляют собой толщу аргиллитоподобных глин с включениями кремнистого и карбонатного материалов. В связи с естественным сокращением фонда месторождений, фонда локальных антиклинальных структур, благоприятных для поисков нефти в Восточном Предкавказье, проблема выявления залежей неантиклинального типа является актуальной, а именно в отложениях, считавшимися ранее неперспективными. Анализ строения залежей нефти показал, что хадумские отложения необходимо рассматривать как нетрадиционный резервуар нефти и газа.

Хадумские отложения представляют собой нефтематеринские породы, содержание органических веществ (ОВ) в среднем составляет 2%. Они сложены глинами с прослоями мергелей и алевролитов мощностью от 25 до 90 м, составляя в среднем 50 м.

Нижняя часть хадумского горизонта сложена преимущественно карбонатно-глинистыми сульфатизированными породами и аргиллитами, верхняя часть горизонта – преимущественно битуминозно-кремнисто-глинистыми сульфатизированными породами. Аргиллиты представляют собой крепкие тёмно-серые породы, сложенные преимущественно глинистым материалом гидрослюдистого состава с небольшим количеством терригенной примеси (до 1%) и редкими органогенными остатками [1].

Начиная с 50-х годов прошлого века были получены промышленные притоки нефти из глинистой толщи олигоцена Восточного Предкавказья на Озек-Суатской, Прасковейской, Южно-Озек-Суатской, Лесной, Моздокской, Пошолкинской, Журавской и других площадях. Первоначальные дебиты нефти в среднем достигали 5–25 м³/сут [3].

Геохимические параметры органического вещества свидетельствуют о распространении в его составе в основном автохтонного битумоида. Это означает, что олигоценовые отложения Восточного Предкавказья относятся к потенциально нефтематеринским и, в то же время, к нефтесодержащим осадочным толщам [2].

В пределах исследуемой территории открыто 9 нефтяных месторождений хадумской свиты: Архангельское, Ачикулакское, Воробьёвское, Краевое, Лесное, Озек-Суат, Прасковейское, Чепакское, Южно-Острогорское.

О возможности региональной продуктивности отложений хадумского горизонта Восточного Предкавказья указало открытие залежей в олигоценовых отложениях. Характерное отсутствие чётких границ распространения, аномально высокие пластовые давления, при-

уроченные к ловушкам неструктурного типа, – всё это послужило получить притоки нефти из залежей, связанных с зонами разуплотнений.

Нетрадиционные залежи нефти, в отличие от традиционных, не контролируются структурным планом или локальными ловушками. Ключевым является отсутствие подошвенной или законтурной воды. Хадумские отложения связаны с широко распространёнными по площади протяжёнными резервуарами. Приуроченность к нефтегазоматеринским толщам, первично обогащённых ОВ, а также отсутствие традиционных методов контроля является важной особенностью данных залежей.

Залежи в хадумских отложениях рассматривались как традиционные скопления нефти, контролирующиеся структурными ловушками. Их граница проводилась по условным горизонтальным уровням подсчёта или по тектоническим нарушениям, которые служили экранами, изолирующими залежь. Залежи нефти в хадумской свите рассматривались как антиклинальные залежи с условными тектоническими ограничениями и условным уровнем подсчёта ВНК. Коллектор был выделен традиционным методом и приток углеводородов получен без воздействия на пласт.

Геологические модели залежей нефти в таких отложениях необходимо пересмотреть в связи с тем, что хадумская свита считалась в основном материнской породой, но теперь это резервуар нетрадиционных залежей углеводородов, а не только толща пород, которая генерирует их. Перспективными должны стать геологоразведочные работы, которые сосредоточены на поисках нетрадиционных скоплений нефти, объектами чего будут залежи, которые не контролируются структурными ловушками. Они представляют собой площадь распространения пласта или группы пластов внутри хадумской толщи, петрофизические свойства которых позволяют получать промышленные притоки нефти после проведения работ по интенсификации притоков в скважину. Такие резервуары сланцевой нефти носят название «протяжённых» или «непрерывных» резервуаров (continuous reservoirs), что подчёркивает независимость залежей сланцевой нефти от ловушек традиционного типа.

Список литературы

1. Клещев К.А., Шеин В.С. Нефтяные и газовые месторождения России: Справочник в двух книгах. Книга первая – Европейская часть России. М.: ВНИГНИ, 2010. 832 с.
2. Орел В.Е., Распопов Ю.В., Скрипкин А.П. Геология и нефтегазоносность Предкавказья. М.: ГЕОС, 2001. 299 с.
3. Чепак Г.Н., Шапошников В.М., Нарыжный П.С., Особенности нефтеносности глинистой толщи олигоцена Восточного Предкавказья. Геология нефти и газа, №4, 1983. С. 36–40.

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗАВИСИМОСТИ ПРОНИЦАЕМОСТИ ГОРНОЙ ПОРОДЫ ОТ ЕЁ НАПРЯЖЁННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ

А.Л. Хашпер, Т.Р. Аминев, А.И. Федоров, А.В. Жонин

ООО «РН-УфаНИПИнефть», Уфа

e-mail: KhashperAL@ufanipi.ru

Изменение пластового давления может увеличить нагрузку на продуктивный пласт месторождения, вследствие чего проницаемость пород в прискважинной зоне может значительно снизиться, что приводит к ускоренным темпам падения дебита нефти. Тем не менее, программное обеспечение, используемое в настоящее время нефтяными компаниями для построения гидродинамических моделей месторождений, учитывает зависимость проницаемости от давления, но не учитывает влияния на проницаемость тензора напряжений.

Целью работы являлось исследование зависимости проницаемости образцов песчаника от их напряжённо-деформированного состояния в лабораторных условиях и программное моделирование полученных корреляционных зависимостей.

В ходе лабораторных исследований была проведена серия фильтрационных экспериментов по газу и по жидкости.

В ходе экспериментов по газу исследовано циклическое изменение давления обжата ядра. Установлено, что при увеличении эффективного напряжения (или снижении пластового давления) происходит снижение проницаемости породы.

Первое нагружение является упруго-пластичным (синий график) (рис. 1). При этом происходят необратимые изменения в породе в сторону ухудшения фильтрационно-ёмкостных свойств. Разгрузка и повторные нагружения являются упругими (красный график). При этом порода обратимо реагирует на давление.

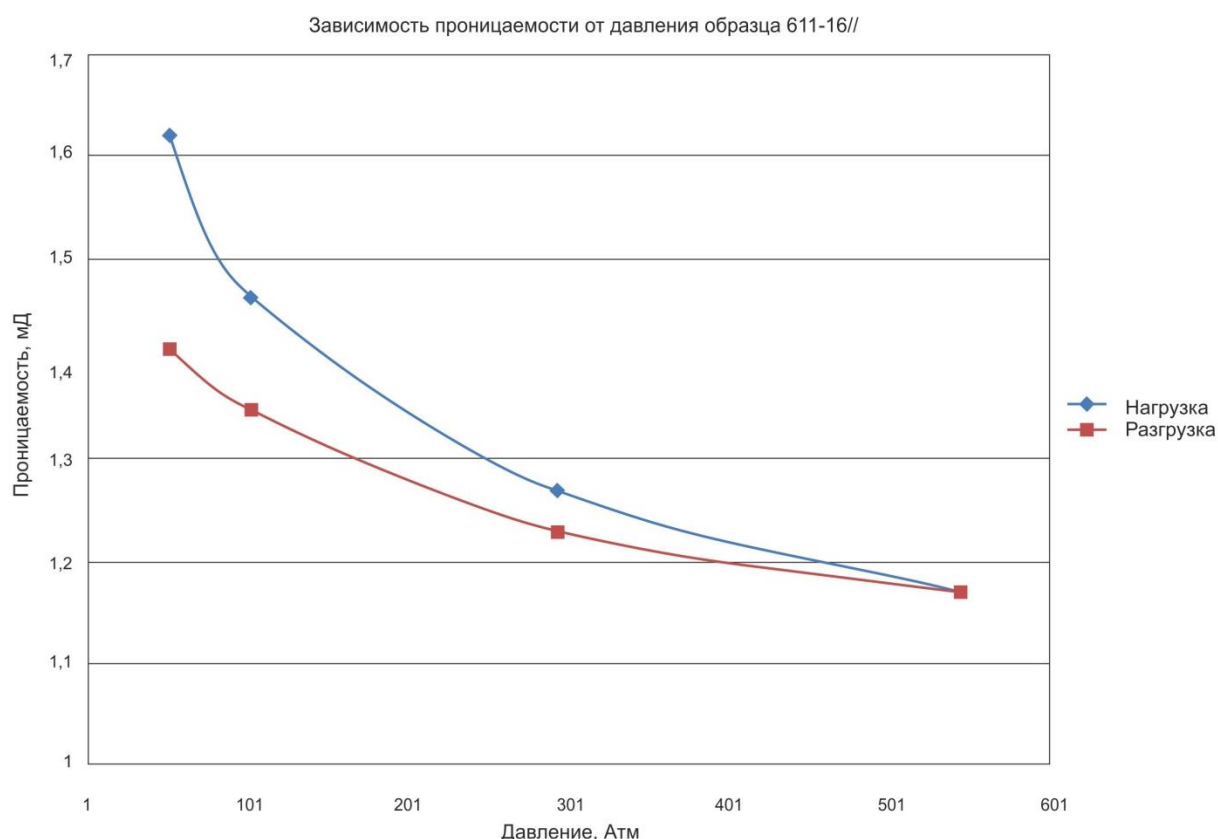


Рис. 1. Изменение проницаемости в процессе нагружения и разгрузки.

Корреляция для проницаемости в форме Jones&Owens1980 имеет вид [1]:

$$\frac{k}{k_0} = [C_1 + A \cdot \ln(P_{эфф})]^3$$

где k – проницаемость образца керна, k_0 – начальная проницаемость, C_1 – начальное изменение проницаемости, $P_{эфф}$ – эффективное давление, A – коэффициент, характеризующий степень деградации проницаемости.

В ходе лабораторных исследований по газу установлены значения коэффициента деградации проницаемости:

$A = -0,0981$ при упруго-пластическом нагружении,

$A = -0,0592$ при упругом нагружении и разгрузке.

По абсолютной величине $A > B$. Это свидетельствует о том, что при разгрузке (или нагнетании давления жидкости в породе), проницаемость восстанавливается меньшими темпами. Необратимое снижение проницаемости составляет ~15-30%.

Для исследования изменения проницаемости при изменении напряжённо-деформированного состояния был разработан программный модуль, моделирующий зависимость изменения проницаемости от изменения напряжённо-деформированного состояния по лабораторным корреляциям:

$$\frac{k}{k_0} = \left[1 + A \cdot \ln\left(\frac{S}{S_0}\right) \right]^3,$$

Здесь: $S_1^{\text{лок}}, S_2^{\text{лок}}, S_3^{\text{лок}}$ – локальные главные напряжения; $S_1^{\text{рег}}, S_2^{\text{рег}}, S_3^{\text{рег}}$ – региональные главные напряжения; $P^{\text{лок}}$ – локальное пластовое давление; $P^{\text{рег}}$ – региональное пластовое давление; α – коэффициент пороупругости. В разработанном модуле получены карты изменения проницаемости (рис. 2).

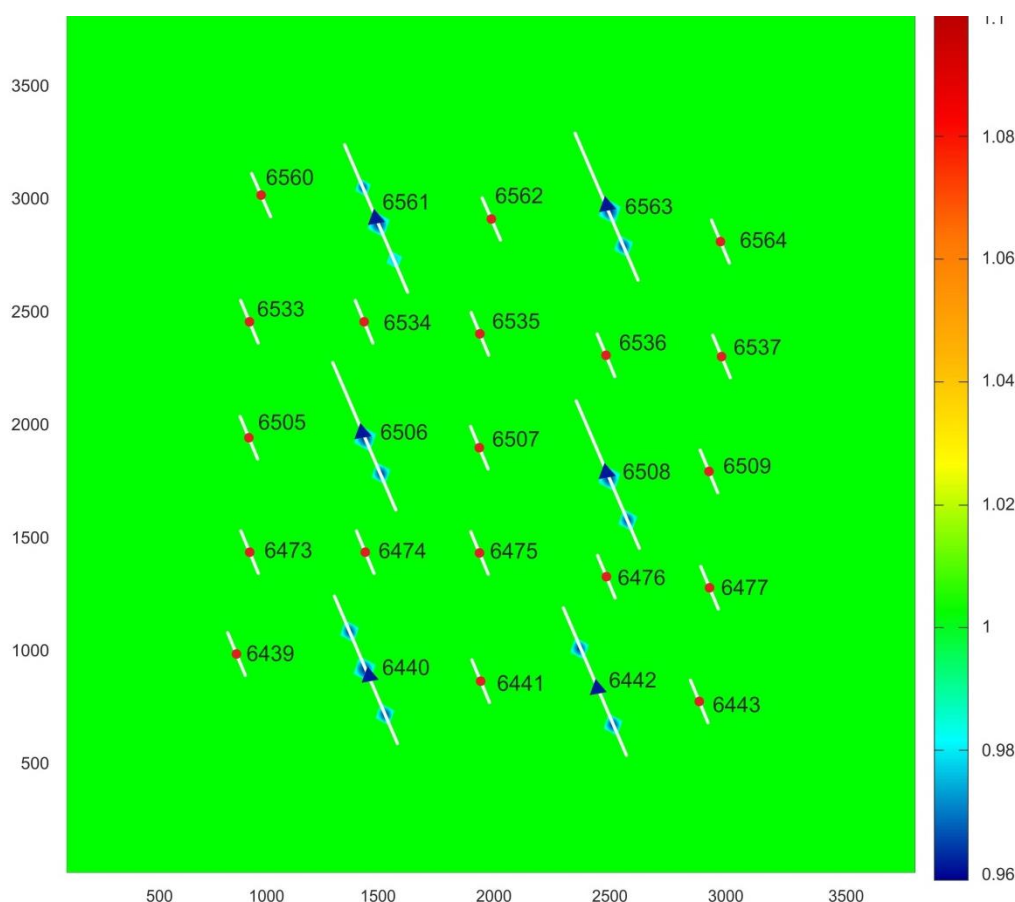


Рис.2. Карта проницаемости пород, полученная в разработанном программном модуле.

Проведено сравнение полученных карт с картами, построенными с использованием модели RockTab (рис. 3). Название RockTab используется для модели зависимости проницаемости только от пластового давления, но не от полного напряжённо-деформированного состояния.

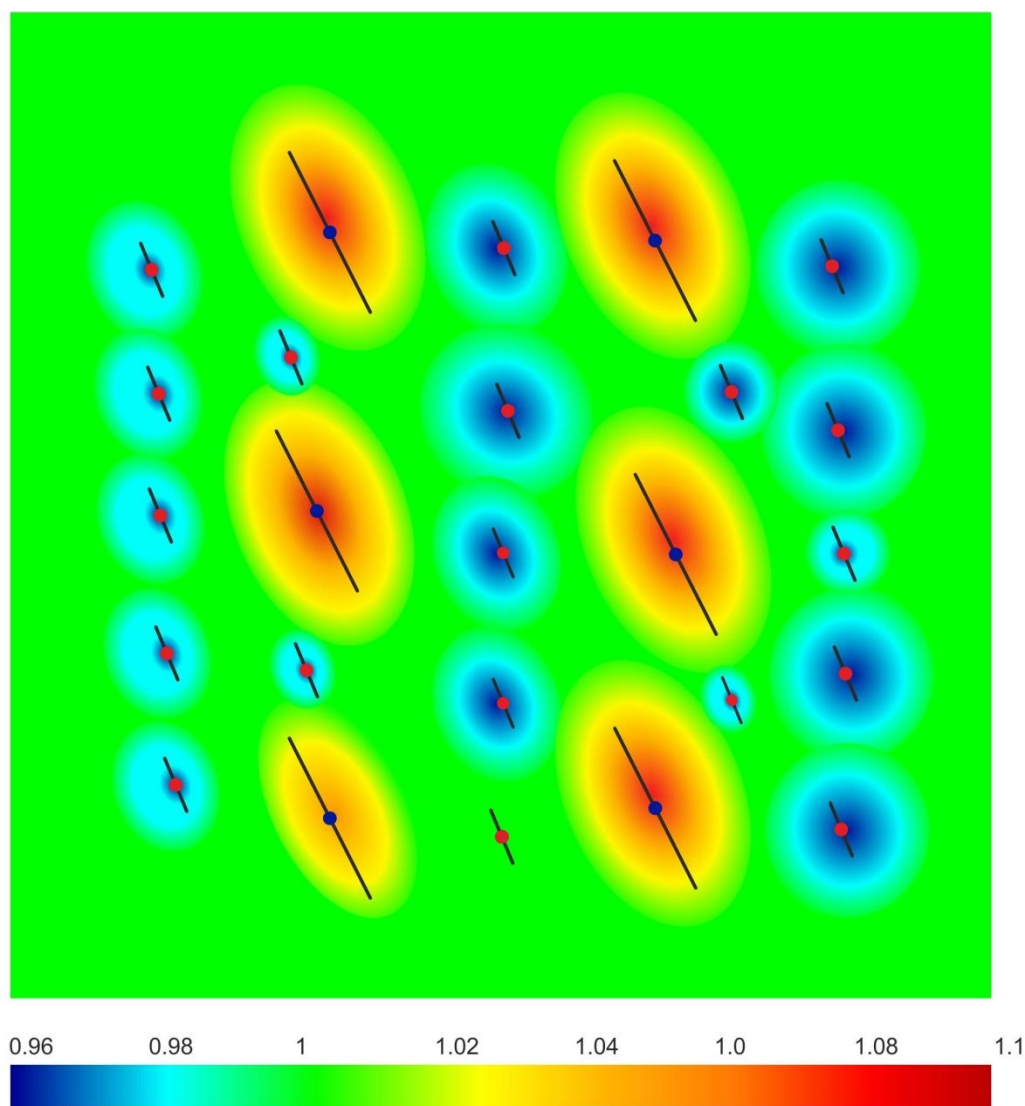


Рис. 3. Карта проницаемости пород, полученная в RockTab.

Rocktab показывает более сильное снижение и увеличение проницаемости, потому что выявляет накопленный эффект, т.к. карты проницаемости, полученные на предыдущем шаге, используются для получения давления на следующем шаге. Разработанный модуль выявляет краткосрочный эффект. Поэтому планируется в дальнейшем решить связанную задачу: использовать полученные карты проницаемости при построении карт давления.

Тем не менее, сравнение результатов показало, что учёт влияния тензора напряжений позволяет выявить зоны ухудшения проницаемости, которые не выявляет модель RockTab, например, зоны снижения проницаемости вокруг нагнетательных скважин (рис. 4). Этот эффект может наблюдаться как вокруг новых нагнетательных скважин, так и вокруг скважин, переведённых из добычи в нагнетание.

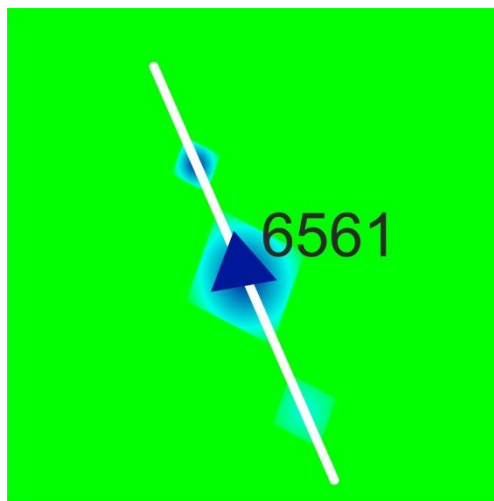


Рис. 4. Зоны ухудшения проницаемости вокруг нагнетательных скважин (фрагмент карты, полученной в разработанном модуле).

В дальнейшем планируется реализовать возможность использования полученных карт проницаемости при получении карт давления для учета зависимости проницаемости от тензора напряжений при построении гидродинамических моделей месторождений.

Реализация проекта позволит исследовать изменение проницаемости при изменении напряжённо-деформированного состояния для использования разных комбинаций режимов эксплуатации скважин и определять стратегии и технологии промышленной эксплуатации низкопроницаемых коллекторов.

Список литературы

1. Jones, F.O. and Owens, W.W. A Laboratory Study of Low Permeability Gas Sands, paper SPE 7551, SPE of AIIME, and JPT (Sept. 1980). P. 1631–1640.

6. ГЕОФИЗИКА И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМЛИ

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ДИНАМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК СЕМИЭТАЖНОГО ЖИЛОГО КАРКАСНОГО ЗДАНИЯ НА ОСНОВЕ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ

Айрапетян О.Ю.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии им. А. Назарова НАН РА, Гюмри
email: hhmy39@gmail.com

Аннотация. Данная статья посвящена вопросу определения динамических характеристик зданий и грунтов их оснований с помощью специально разработанных в ИГИС сейсмических приборов. Изучены микроколебания семиэтажного жилого каркасного здания натурными испытаниями. Был выполнен спектральный анализ по полученным экспериментальным данным инструментальной записи. Изучены динамические особенности поведения здания. Наблюдения для исследуемого здания показали, что колебания как здания, так и башины происходят с одинаковой частотой.

Ключевые слова: натурные испытания зданий, микросейсмические воздействия, спектральный анализ, динамические характеристики.

Введение

Значительные работы по изучению поведения зданий и сооружений натурными испытаниями от нескольких видов сейсмических воздействий (сейсмозрывных колебаний, промышленных вибраций, колебаний от ветра, микросейсм и др.) проведены Б.К. Карапетяном, Э.Е. Хачияном, И.Л. Корчинским, Е.И. Бакрадзе, Г.А. Шапиро, Дж.В. Хаузнером, Д.Е. Гудзоном, И. Алфордом и другими учёными [1–3, 6, 9]. Экспериментальное определение периода свободных колебаний и логарифмического декремента затухания сооружений необходимо не только с точки зрения получения данных для расчёта и проектирования, но и с целью осуществления их паспортизации. В результате последнего становится возможным рассматривать появившиеся при землетрясении повреждения в зданиях и сооружениях одновременно, учитывая их динамические характеристики. Микросейсмы среднечастотного диапазона на 0.5–20 Гц представляют собой достаточно сложный композит из волн разной природы и различного происхождения. Одним из важнейших преимуществ микросейсмических исследований является то обстоятельство, что количество микроимпульсов, регистрируемых на поверхности Земли и на зданиях и сооружениях, чрезвычайно велико, поэтому имеется возможность за короткие сроки без особых затрат получать большую информацию для анализа. Эта информация позволяет решать ряд важных задач научного и практического характера.

Методы исследований

Разработанная Б.К. Карапетяном методика изучения поведения сооружений при сейсмических воздействиях осуществляется одновременно измерениями основными приборами для записи скоростей и ускорений в здании и на грунте: тензометрическими датчиками для измерения деформаций в здании и многоятниковыми сейсмометрами для записи приведённых сейсмических ускорений в здании и на грунте. В результате создаётся возможность, кроме изучения поведения сооружения при колебаниях, также исследовать взаимодействие между фундаментом сооружения и его основанием [2, 3].

По величинам полученных частот колебаний от вышесказанных экспериментов, имея также размеры в плане, Б.К. Карапетяном было предложено представить величину периода колебаний в зависимости от наименьшего размера здания b , высоты H и некоторого коэффициента – k ,

который в основном зависит от грунта в основании здания, а также от вида несущих конструкций. Эта формула выглядит следующим образом:

$$T_1 = k \frac{H}{\sqrt{b}}$$

Например, для зданий с несущими каменными стенами системы «МИДИС», величины коэффициента k для различных грунтов основания получились следующих значений: в случае базальтов $k = 0.050$; сцементированных галечников – 0.055 ; туфов – 0.060 ; коренных глин – 0.065 ; суглинисто-супесчаных грунтов – 0.075 . Как не трудно заметить, полученные значения коэффициентов вполне закономерны, а именно: чем жёстче грунт, тем большая получается частота колебаний здания [2]. С помощью методики экспериментального изучения динамических характеристик зданий Э. Е. Хачияна были определены периоды и формы колебаний ряда зданий повышенной этажности, различных конструктивных схем в городе Ереване (совместно с В.А. Закаряном). В этих экспериментах динамические характеристики зданий определялись как путём измерения малых колебаний зданий, вызванных микросейсмическими воздействиями, так и путём их испытания при помощи специальной вибромашины. Источниками возбуждения колебаний являлись естественные микросейсм, работа тяжёлых строительных машин, пульсация ветра, падение тяжёлого груза, небольшие взрывы, удары по зданию и др. [9]. Замеры периодов колебаний – как голых каркасов-этажерок, так и зданий по мере возведения этажей показали, что их периоды увеличиваются по линейному закону в зависимости от числа возведённых этажей. Заполнения из пемзоблочной кладки уменьшают значения периода основной формы колебаний в среднем на 30%. Так как заполнение увеличивает жёсткость этажа, то формула определения периода n -ой формы свободных колебаний будет следующей:

$$T_r = (A_r + nB_r) \sqrt{\frac{m}{\varphi a}}$$

где A_r и B_r – постоянные, которые определяются от формы колебания, n – число этажей, m – сосредоточенная масса, a – жёсткость, φ – безразмерный обобщённый коэффициент, учитывающий влияние заполнения на жёсткость этажа, можно принимать в пределах $\varphi = 1.6 \div 1.8$ [9].

Наша методика изучения поведения зданий осуществляется измерениями, проводимыми с помощью мобильной сейсмостанции, состоящей из трёх приёмников-сейсмодатчиков СМ-3 (два горизонтальных (H) – N-S, E-W, один вертикальный компонент (V) - Z), общий блок преобразования, управления и регистрации производства ИГИС НАН РА, оснащённый беспроводной сетью, что обеспечивает связь с ноутбуком. С помощью этого блока (логгер) можно следить за записями онлайн, которые представляются на мониторе ноутбука с помощью специально обработанной программы. Частота записи – 200 отсчётов в секунду. Было проведено исследование над одним из жилых зданий, построенным по индивидуальному проекту. В здании замерялись возникающие в нём колебания от микросейсм [4]. Преимущества этого способа заключаются в том, что он исключительно прост и поэтому может быть использован для массовых испытаний даже в период эксплуатации сооружения. Полученные характеристики первой формы колебаний, которая является наиболее важной для оценки сейсмических нагрузок, при этом способе натурных испытаний оказываются достаточно надёжными, что также способствует его широкому применению. Этот способ является наиболее технологичным и экономичным. С помощью микросейсм можно решить проблему диагностики зданий и сооружений.

Информация о здании

Здание было построено в 1965 году, оно расположено рядом с мостом Киевян по адресу Киевян, 2. Здание с антисейсмическим швом разделено от соседних зданий, которые находятся на улице Киевян (рис. 1). Грунтами основания здания служат базальты. Здание представляет собой семиэтажное железобетонное каркасное здание с каменными наружными стенами и размерами в плане 19.5×12.3 м, высота 26.5 м. Имеет восьмигранную в плане башню размером 5.2 м, высотой 8 м. План испытаний здания и разрез приведены на рис. 2.а и 2б. Имеется один подъезд, высота этажа – 3.5 м.



Рис. 1. Общий вид здания

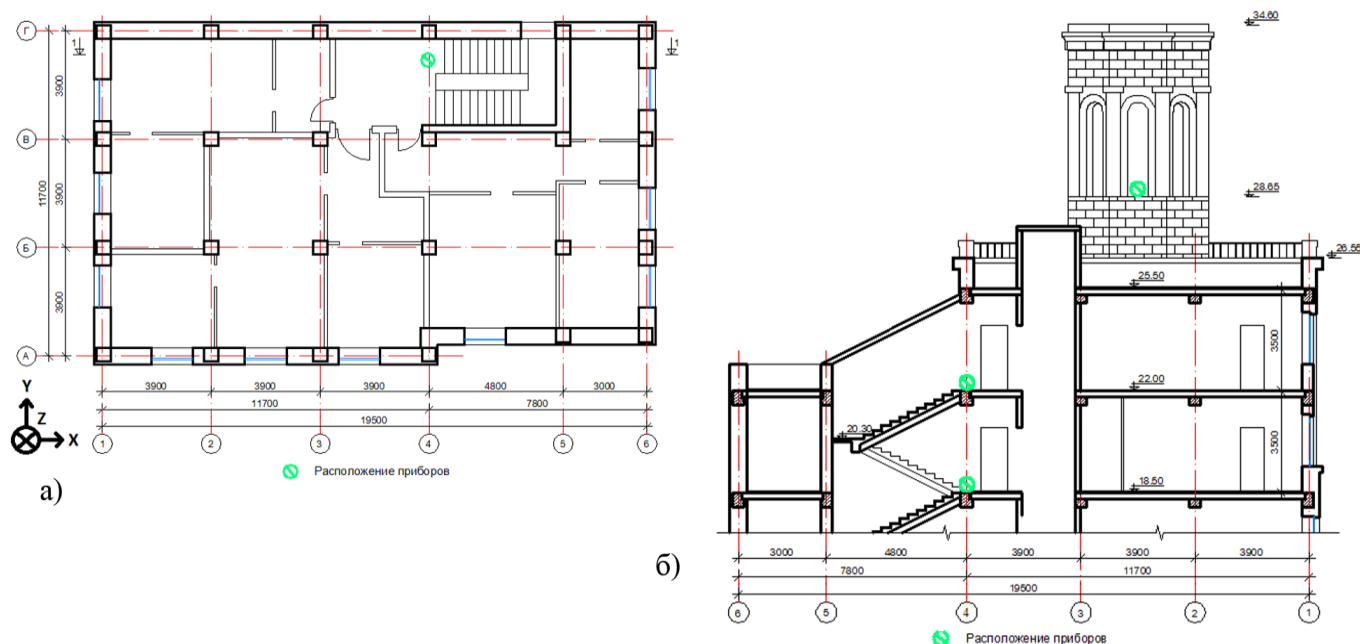


Рис. 2. Схематический план здания и 1-1 разрез верхней части здания

При таких измерениях необходимо избегать влияния движения транспортных средств и других постоянных источников генерации колебаний грунтов и зданий. Поэтому измерения были произведены в ночное время для того, чтобы колебания грунта и зданий были вызваны только естественными микросейсами.

Результаты и их обсуждение

На каждом этаже здания определялись периоды колебаний здания, а также и для грунтов основания как в поперечном T_x , так и в продольном T_y и вертикальном T_z направлениях. На рис. 3 приведены записи микроколебаний здания на каждом этаже и на грунте оснований по горизонтальному направлению X .

Использование микросейсм для решения геологических и строительных задач открывает большие возможности. Изучение микроколебаний даёт огромный материал для анализа.

Главным преимуществом является возможность за короткое время получить богатую и достоверную информацию для анализа. Был выполнен спектральный анализ по полученным экспериментальным данным инструментальной записи.

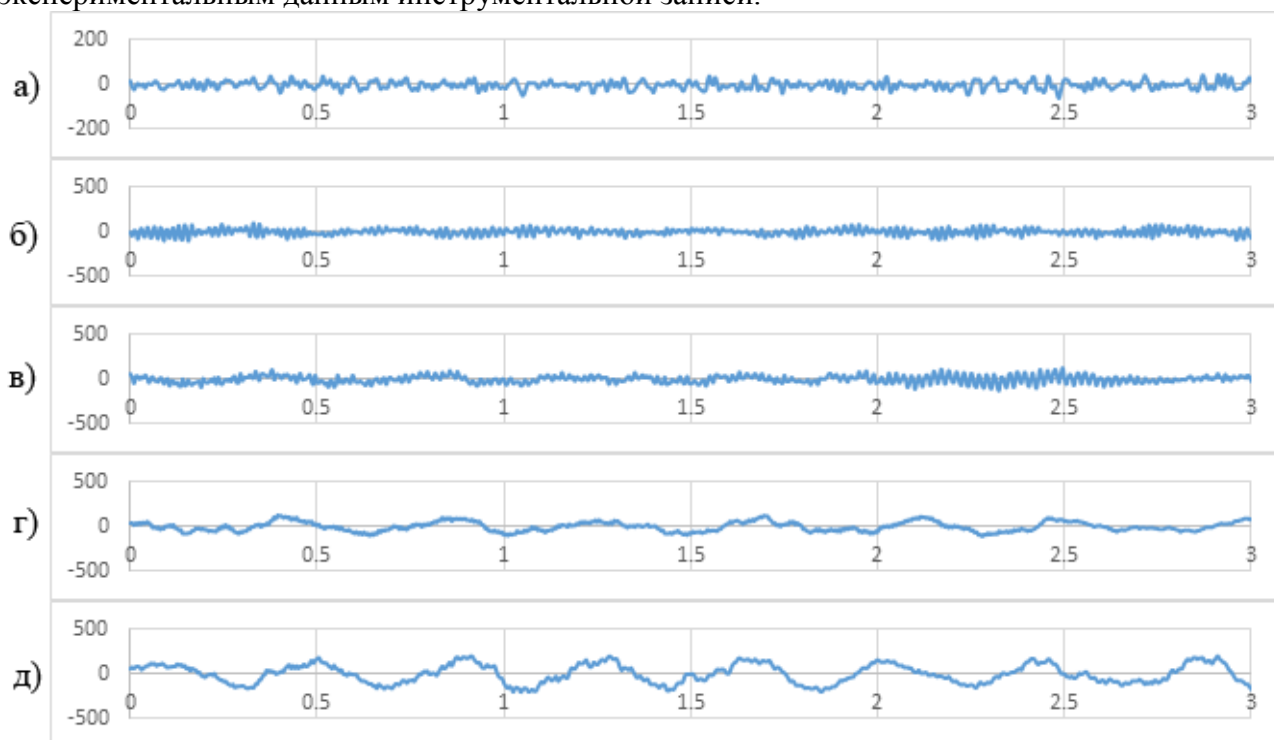


Рис. 3. Пример записей микроколебаний зданий X компонента, где а – запись колебания на грунте, б – на уровне пола 1-го этажа, в – 4 этажа, г – 7 этажа и д – башни.

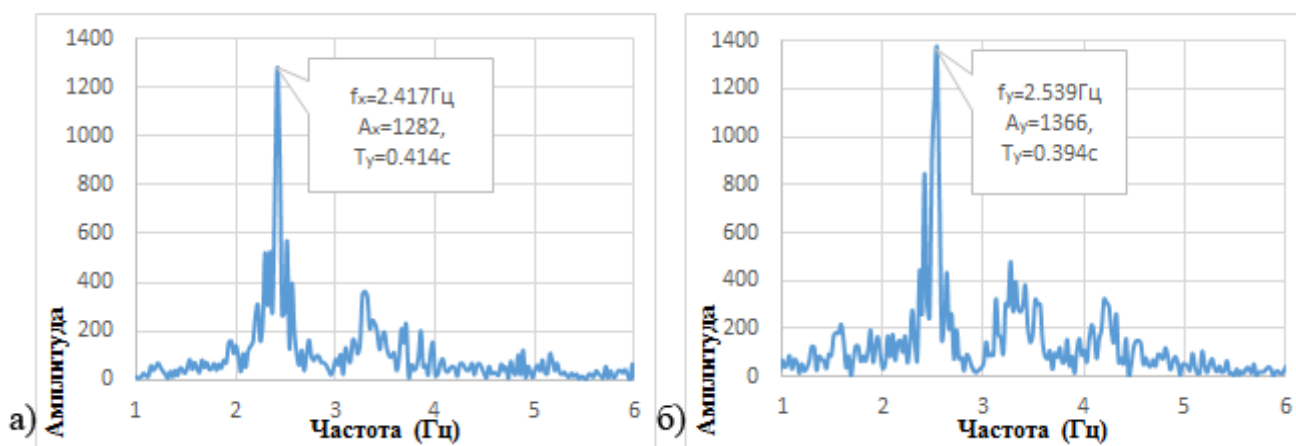


Рис. 4. Амплитудные частотные спектры в направлении X и Y, полученные для здания на 6-ом этаже.

Экспериментально были определены динамические характеристики здания и грунтов оснований. Экспериментальные значения, а также амплитуды колебаний здания в обоих перпендикулярных, горизонтальных направлениях и в вертикальном направлении приведены в таблице. Полученные экспериментальным путём инструментальные материалы могут послужить исходными данными для проверки и уточнения методов расчёта и проектирования зданий и сооружений в сейсмических районах. Подобные данные также позволяют оценить фактическую несущую способность зданий и сооружений при сейсмических воздействиях.

Наблюдения для исследуемого здания показали, что колебания – как здания, так и башни – происходят с одинаковой частотой, в направлении X в среднем равной 2.41 Гц, а в направлении Y – 2.53 Гц. Отсюда можно заключить, что башня и здание колеблются

как одна система. Колебания грунта происходили с частотой 13.7–16.7 Гц, что характерно для базальтовых грунтов и значительно отличается от преобладающей частоты собственных колебаний зданий.

Таблица

**Экспериментальные значения колебаний здания в перпендикулярных,
горизонтальном и в вертикальном направлениях**

Компон	X			Y			Z		
	1-ая секция								
Этаж	Част. (Гц)	Амплит	Пер. (сек)	Част. (Гц)	Амплит	Пер. (сек)	Част. (Гц)	Амплит	Пер. (сек)
грунт	16.701	138.38	0.060	13.722	76.61	0.073	9.767	141.48	0.102
1	2.442	226.23	0.410	2.515	62.16	0.400	7.569	93.75	0.132
2	2.393	225.2	0.418	2.515	213.14	0.398	9.816	128.02	0.102
3	2.417	774.715	0.414	2.515	470.59	0.398	7.423	111.08	0.135
4	2.417	847.37	0.414	2.564	420.13	0.390	9.767	281.63	0.102
5	2.393	809.04	0.418	2.539	1365	0.394	9.816	259.31	0.102
6	2.417	1282	0.414	2.539	1366	0.394	10.231	218.46	0.098
7	2.393	1432	0.418	2.539	1624	0.394	7.667	343.03	0.130
башня	2.393	4145	0.418	2.54	3632	0.394	7.521	618.6	0.133
среднее	2.408		0.415	2.533		0.395			

Список литературы

1. *Бакрадзе Е.И.* Экспериментальное определение параметров колебаний ряда жилых зданий // Труды Института строительного дела АН Грузинской ССР, Т. VII, 1959.
2. *Карапетян Б.К.* Колебание сооружений возведенных в Армении. Ереван: Айастан, 1967. 170с.
3. *Карапетян Б.К.* Многомаятниковые сейсмометры и результаты их применения в инженерной сейсмологии. Ереван: Айпетрат, 1963. 175с.
4. *Карапетян Дж. К., Мхитарян Д.А., Айрапетян О.Ю.* Инструментальное обследование зданий и сооружений в натурных условиях и оценка их технического состояния. Геология и геофизика Кавказа: современные вызовы и методы исследований, ГФИ ВНЦ РАН, Владикавказ, 2017. С.442–452.
5. *Карапетян Н.К.* Спектры сейсмических колебаний на территории Армении. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1973. 268с.
6. *Корчинский И.Л.* Колебания высотных зданий. Научное сообщение. Вып. 11, М., 1953, 44 с.
7. *Мхитарян Д.А., Айвазян Г.С.* Исследование поведения железобетонных изгибаемых элементов на моделях при циклических нагрузках // Бюллетень по инженерной сейсмологии, №12, 1988. С.123–129.
8. *Мхитарян Д.А.* Анализ поведения железобетонных несущих конструкций при сейсмическом воздействии. Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. М., №1, 2008. С. 19–22.
9. *Хачиян Э.Е.* Сейсмические воздействия на высотные здания и сооружения. Ереван, 1973. 327с.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ, ПЕТРОМАГНИТНЫЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА РИФЕЙСКИХ ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БАШКИРСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Аносова М.Б.², Латышев А.В.^{1,2}, Хотылев А.О.²

1 – Институт Физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН,

2 – Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова

e-mail: mai.anosova@yandex.ru, anton.latyshev@gmail.com

Данная работа посвящена исследованию рифейских магматических тел в северной части Башкирского антиклинория на Южном Урале. Целями исследования являлись: реконструкция положения Восточно-Европейской платформы в рифее при помощи палеомагнитных методов, выяснение местоположения центров магматической активности и направления движения магматического расплава по характеру магнитных текстур и определение условий формирования магмы геохимическими методами.

Изучаемые объекты – интрузии видимой мощностью до 8 метров, сложенные долеритами и габбро-долеритами, а также Бердяушский массив гранитоидов. Отбор образцов для исследования проводился в трёх районах Челябинской области: 1) район г. Бакал, 2) район п. Бердяуш, 3) район г. Куса (рис.1).

Северная часть Башкирского антиклинория (южнее Тараташского выступа) сложена в разной степени метаморфизованными рифейскими породами, с несогласием залегающими на кристаллическом фундаменте Восточно-Европейской платформы (ВЕР) [3]. В рифее Башкирский антиклинорий являлся частью пассивной окраины ВЕР [5]. На протяжении рифея на территории Башкирского антиклинория были неоднократно проявлены рифтовые процессы. Изучаемые базитовые интрузивные тела и Бердяушский массив считаются продуктом мажоранского этапа рифтового магматизма [7].

В районе г. Кусы силлы базитового состава внедрены в известняки и доломиты саткинской свиты, полого падающие на ЮВ (рис.1).



Рис.1 Схема положения районов исследования в геологической структуре Южного Урала по [1] с упрощениями. С северо-востока на юго-запад: 1) район г. Куса, 2) район пос. Бердяуш, 3) район города Бакал.

В районе пос. Бердяуш базитовые дайки прорывают Бердяушский плутон сиенитов и гранитов рапакиви, а также вмещающие его мраморизованные доломиты саткинской свиты, смятые в пологие складки. С запада Бердяушский массив ограничен Бакало-Саткинским разломом. Доломиты саткинской свиты в экзоконтакте массива мраморизованы, а также смяты в реидные складки вместе с апофизами гранитоидов. Дайки, секущие их, не были подвержены тем же деформациям. Мы предполагаем, что за время, прошедшее с момента кристаллизации рапакиви до внедрения даек, Бердяушский плутон был перемещён в верхние горизонты земной коры. U-Pb датировки гранитов и сиенитов Бердяуша дали возраст около 1370 млн. лет [9]. Для даек, секущих вмещающие мраморизованные доломиты саткинской свиты и пегматитовые жилы гранитоидов к востоку от Бердяушского массива, мы получили датировку 1349 ± 11 млн лет U-Pb методом (SHRIMP) по цирконам [4].

В районе г. Бакал изучаемые интрузии локализованы в деформированных кварцевых, полевошпат-кварцевых алевролитах, песчаниках, глинистых сланцах зигальгинской и бакальской свит (рис.1).

По содержанию кремнезёма и щелочей опробованные интрузии соответствуют габбро и габбродиоритам. По содержанию TiO_2 дайки и силлы района г. Бакал, подразделяются на низкотитанистые ($\text{TiO}_2 = 0.64\text{--}0.86\%$ WT) и умереннотитанистые ($\text{TiO}_2 = 1.24\text{--}1.76\%$ WT). Кусинские силлы сложены умереннотитанистыми ($\text{TiO}_2 = 1.95\%$ WT) и высокотитанистыми базитами ($\text{TiO}_2 = 2.19\text{--}2.64\%$ WT).

По распределению элементов-примесей выделяются два типа пород: 1) близкие по степени обогащения несовместимыми элементами к OIB и 2) близкие к E-MORB (рис.2).

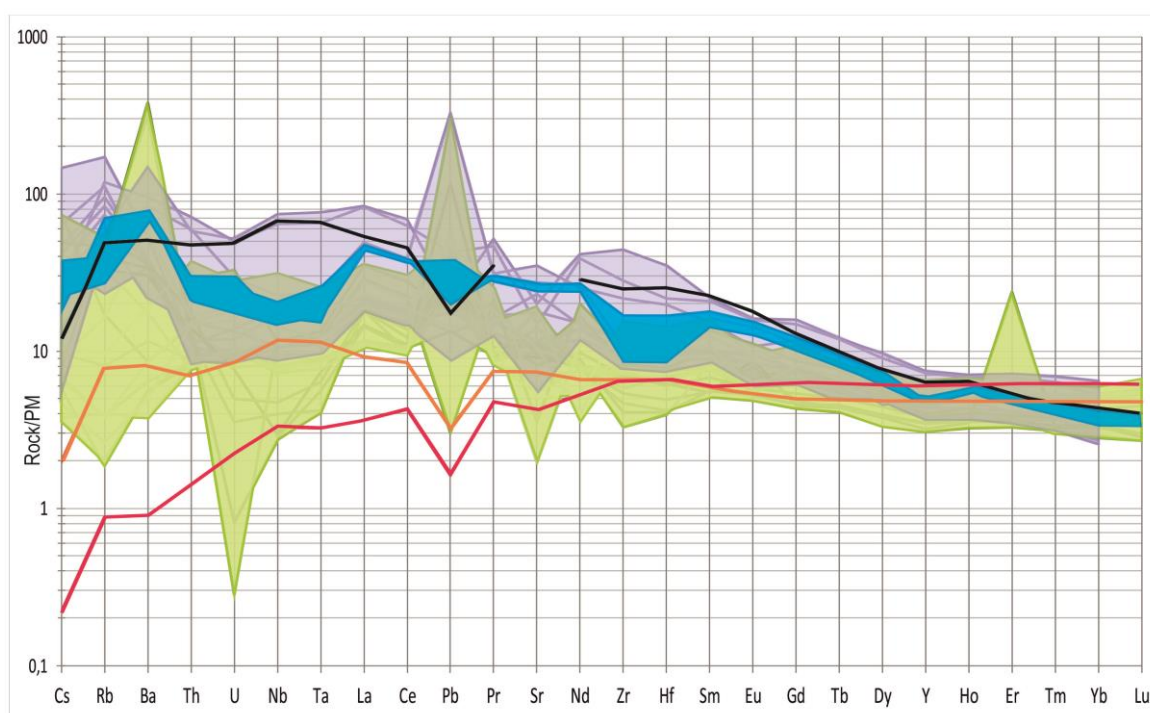


Рис.2. Распределение элементов-примесей в изучаемых базитовых дайках нормированное на примитивную мантию.

Голубой – кусинские объекты, сиреневый – бердяушские объекты, зелёный – бакальские объекты. Стандарты: OIB – чёрный, E-MORB – оранжевый, N-MORB – красный. Нормировано на примитивную мантию по [11].

При этом в большинстве анализов проявлено обеднение Ta-Nb и всеми высокочargedными элементами. В самом южном из изучаемых районов, у г. Бакал, преобладают базиты, близкие к E-MORB; для пород этой территории характерно относительно низкое La/Yb отношение (2.87–14.24) (рис.2). В самых северных телах, около г. Кусы, выделяется только тип, близкий к OIB,

и наблюдается более высокие отношения La к Yb (15.69–19.04) (рис.2). В центральном районе (пос. Бердяуш) присутствуют оба типа (рис.2). Таким образом, степень обогащения магм и глубинность источника возрастает с юга на север.

В ходе палеомагнитных исследований в лаборатории Главного геомагнитного поля и петромагнетизма института физики Земли им. О.Ю. Шмидта были проведены магнитные чистки до 630° С. В основном образцы размагничивались при 580–600° С. По результатам исследований в интрузиях района пос. Бердяуш выделяются две компоненты естественной остаточной намагниченности: 1) высокотемпературная компонента; 2) среднетемпературная. Обе компоненты имеют обратную полярность. В интрузиях около г. Бакал и г. Кусы также выделена высокотемпературная компонента, имеющая обратную полярность.

По высокотемпературной компоненте естественной остаточной намагниченности бердяушских объектов был рассчитан полюс для Восточно-Европейской платформы (N=8 Plong=162.4, Plat=8.4, A95=4.1) (рис. 3).

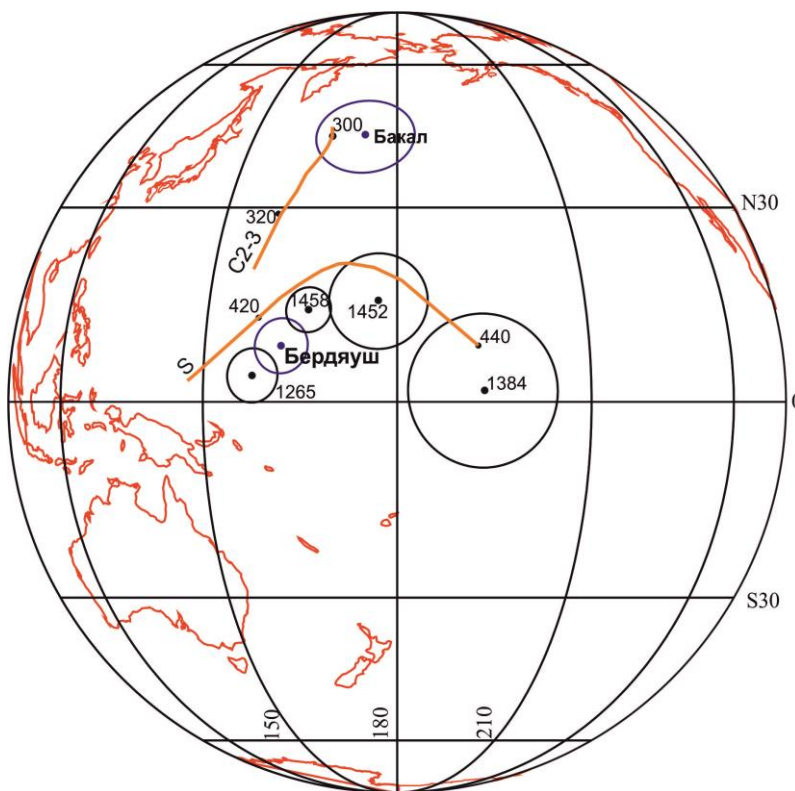


Рис. 3. Положение палеомагнитных полюсов для Восточно-Европейской платформы. Оранжевая линия – часть кривой ТКМП для Балтики в силуре и карбоне [12].

1458 – Валаамский силл [10], 1452 – Долеритовые дайки, Северная Ладога [8], 1384 – Южный Урал [2], 1265 – Иотнийские долериты [6].

Он близок к ранее опубликованным полюсам ВЕП с возрастaми 1265 и 1458 млн. лет [6,10], что является аргументом в пользу первичности данной компоненты. Помимо этого, полученные данные хорошо согласуются с результатами датирования Бердяушского массива и секущих его тел (1370 млн. лет – массив, 1349±11 млн. лет – дайки).

Кроме того, выделенные палеомагнитные направления для близко расположенных габбродолеритовых даек в районе Бердяушского массива, а также самих гранитоидов плутона, демонстрируют статистически значимые различия, что указывает на отсутствие регионального перемагничивания в данном районе.

Тем не менее, полученный нами и близкие к нему полюсы расположены около силурийского участка траектории кажущейся миграции полюса (ТКМП) ВЕП [12], поэтому мы не можем полностью исключить возможность перемагничивания интрузий (рис.3).

Также был рассчитан полюс по среднетемпературной компоненте интрузивных тел района г. Бакал ($N=4$, $P_{long}=173.5$, $P_{lat}=43.4$, $A_{95}=7.3$). Он близок к средне-позднекаменноугольному участку ТКМП Восточно-Европейской платформы [9] (рис.3).

Согласно этим данным можно сделать вывод, что среднетемпературная компонента в породах вторична и образовалась в результате позднепалеозойского синколлизиионного перемангничивания.

С целью анализа направлений транспорта магмы и определения местоположения центров магматической активности были проведены измерения анизотропии магнитной восприимчивости (АМВ).

Результаты измерения АМВ представляются в виде трёхосного эллипсоида. В 50% интрузий наблюдается нормальный тип магнитной текстуры (N-тип), при котором максимальная ось (K1) АМВ лежит в плоскости интрузивного тела, а минимальная ось (K3) ей перпендикулярна. В этом случае мы интерпретировали ориентацию максимальной оси K1 как направление течения магмы. Также были выделены обратный тип магнитной текстуры (R-тип, ось K3 лежит в плане интрузивного тела, а максимальная ось перпендикулярна контакту), и промежуточный тип (I-тип, при котором средняя ось K2 перпендикулярна контакту).

В районе Бердяуша дайки субвертикальны и простираются косо по отношению к Бакало-Саткинскому разлому (рис.4).

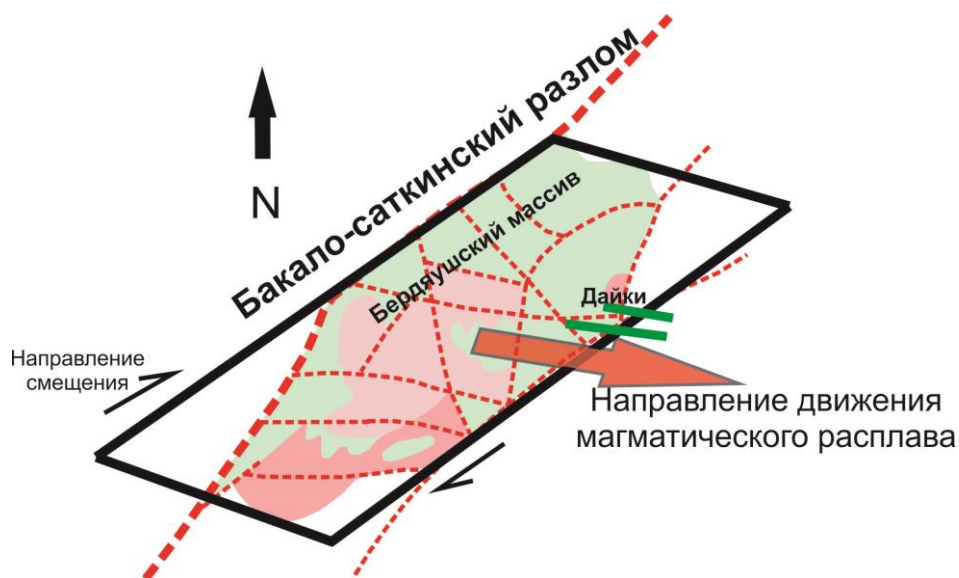


Рис.4. Реконструкция движения магматического расплава для Бердяушских даек.

В большинстве сайтов ось K1 полого погружается на СЗ, что соответствует внедрению магмы в ЮВ направлении (рис.4). Мы предлагаем модель, согласно которой Бердяушский массив образовался в присдвиговой зоне локального растяжения при Бакало-Саткинском разломе, и магма внедрялась по трещинам отрыва (рис.4). Таким образом, мы предполагаем, что в рифейское время Бакало-Саткинский разлом действовал как региональная магмоподводящая зона, контролировавшая формирование Бердяушского плутона и приуроченных к нему даек.

В районе г. Куса дайки имеют преимущественно СВ простирание, параллельное Бакало-Саткинскому разлому. Ось K1 в исследуемых телах пологая, ориентирована с З на В. Следовательно, в районе Кусы внедрение магматических тел контролировалось региональной зоной растяжения, параллельной Бакало-Саткинскому разлому. Поскольку центральная часть Машакского рифта, активного в начале среднего рифея, находилась южнее, мы предполагаем, что распространение магматического расплава происходило в северо-восточном направлении (рис.5).

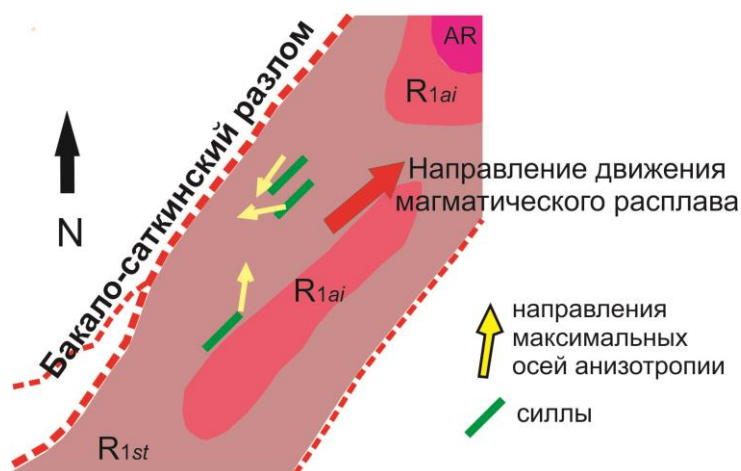


Рис.5. Реконструкция движения магматического расплава для Кусинских объектов.

Таким образом, в результате палеомагнитных исследований был получен новый полюс для рубежа раннего–среднего рифея Восточно-Европейской платформы, рассчитанный по 8 магматическим телам.

Согласно геохимическим данным, наблюдается увеличение обогащённости пород несовместимыми элементами, увеличение La/Yb отношения и титанистости пород с юга на север, что свидетельствует об увеличении глубинности источника магм в данном направлении.

С помощью исследования АМВ построена реконструкция движения магматического расплава. В районе Бердяуша магма распространялась вдоль трещин отрыва присдвиговой зоны Бакало-Саткинского разлома, являвшегося в рифее активной магмо-проводящей зоной. В районе Кусы движение расплава происходило вдоль региональной зоны растяжения, параллельной Бакало-Саткинскому разлому.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 17-05-01121.

Список литературы

1. Козлов В.И., Макушин А.А., Шалагинов В.В. Геологическая карта Российской Федерации и сопредельной территории Республики Казахстан N-40 (41) (Уфа). Новая серия. Карта дочетвертичных образований, масштаб 1:1 000 000 // под ред. Козлова В.И. ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2001.
2. Лубнина Н. В. Восточно-европейский кратон в мезопротерозое: новые ключевые палеомагнитные полюсы. Доклады Академии наук, № 2, Т. 428, 2009. С. 252–257.
3. Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа, 2010. 280 с.
4. Хотылев А. О., Тевелев А. В., Мосейчук В. М., Девишева Н. Б., Бычкова Я. В., Латышев А. В. Мезопротерозойский базитовый магматизм Башкирского мегантиклинория (Южный Урал): Возрастные ограничения, петрологические и Геохимические особенности. Геология и геофизика. Поступила в печать.
5. Bogdanova S.V., B. Bingen, R. Gorbatshev, T.N. Kheraskova, V.I. Kozlov, V.N. Puchkov, Yu.A. Volozh. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia. Precambrian Research 160 (2008). С 23–45.
6. Buchan K.L., Mertanen S., Park R.G., Pesonen L.J., Elming S.-A., Abrahamsen N., Bylund G., 2000. Comparising the drift of Laurentia and Baltica in the Proterozoic: the importance of key palaeomagnetic poles. Tectonophysics 319 (3). P. 167–198.
7. Ernst, R.E., Pease, V., Puchkov, V.N., Kozlov, V.I., Sergeeva, N.D., Hamilton, M. Geochemical characterization of Precambrian magmatic suites of the Southeastern margin of the East European Craton,

Southern Urals, Russia // Геологический сб. № 5. /под ред. В.Н. Пучкова, Р.Ф. Абдрахманова, И.Б. Серавкина / ИГ УрО РАН. 2006 № 5. P. 1–45.

8. *Lubnina N., Satu Mertanen, Ulf Syderlund, Svetlana Bogdanova, Tatiana I. Vasilieva, Dmitry Frank Kamenetsky.* A new key pole for the East European Craton at 1452 Ma: Palaeomagnetic and geochronological constraints from mafic rocks in the Lake Ladoga region (Russian Karelia). *Precambrian Research* 183 (2010). P. 442–462.

9. *Ronkin Yu.L., Matukov D.I., Presnyakov S.L.* et al. “In situ” U-Pb SHRIMP dating of the zircons from the nepheline syenites of the Berdyaush pluton (the Southern Urals). *Lithosphere*, 2005. №1. P. 135–142.

10. *Salminen, J., Pesonen, L.J.*, 2007. Palaeomagnetic and rock magnetic study of the Mesoproterozoic sill, Valaam island, Russian Karelia. *Precambrian Res.* 159. P. 212–230.

11. *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345.

12. *Torsvik H. T., Rob Van der Voo, Ulla Preeden, Conall Mac Niocaill, Bernhard Steinberger, Pavel V. Doubrovine, Douwe J.J. van Hinsbergen, Mathew Domeier, Carmen Gaina, Eric Tohver, Joseph G. Meert, Phil J.A. McCausland, L. Robin M. Cocks.* *Earth-Science Reviews* 114 (2012). P. 325–368.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ РАБОТ НА МЕСТОНАХОЖДЕНИИ ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ ФАУНЫ «ИЖБЕРДА» (ОРСКОЕ ЗАУРАЛЬЕ)

Бусыгин К.А.

Клуб юных геологов-экологов, г. Орск

e-mail:busygin.4848@mail.ru

В 2012 году Клубом юных геологов-экологов г. Орска было открыто новое местонахождение позднемеловой фауны на карьере «Ижберда». Оно вскрыто карьером в процессе добычи глины. Район местонахождения находится на расстоянии 60 км к западу от города Орска [2, 4]. Местонахождение приурочено к центральной части Урало-Сакмарского междуречья, представленного нагорной равниной с абсолютными отметками 450–500 м. Эта равнина слабо расчленена широкими долинами и носит название Саринское плато. На нём было найдено огромное количество останков древних морских организмов и фрагменты скелетов крупных рептилий. Каждый год мы организуем кратковременные выезды на карьер с целью поиска этих костных останков, а летом 2016 года на несколько недель был даже организован полевой лагерь. Во всех этих мероприятиях я лично принимал участие вместе с другими воспитанниками клуба. Однако в последнее время стало очевидно, что нескольких часов для поиска фоссилий недостаточно. Совместно с руководством было принято решение найти наиболее эффективный способ исследования карьера и поиска фрагментов скелетов крупных морских рептилий.

Район Ижбердинского месторождения глин имеет двухъярусное строение. Нижний ярус – складчатый фундамент, сложен метаморфическими, интрузивными и вулканогенными породами протерозойско-палеозойского возраста. Верхний ярус представлен мезозойскими корами выветривания пород фундамента и чехлом осадочных пород. Альбские отложения представлены аллювиальными косослоистыми песками и песчано-гравийно-галечными отложениями, последние иногда сцементированы лимонитом. На альбских отложениях, мезозойских корях выветривания и выступах коренных пород складчатого фундамента с размывом лежат морские глины кампанского яруса (K_2cp), являющиеся полезным ископаемым (рис. 1). На размытой поверхности глин кампанского возраста лежат останцы пород вскрыши: алевроиты, глины и пески, содержащие глауконит, конкреции фосфорита, окаменелости. Останцы данных отложений образуют очень мелкие линзовидные тела небольшой толщины. Возраст этих пород по комплексу собранной фауны (зубы акул, зубные пластины химер и др.) кампанский, возможно даже ранний кампан.

Начиная с 2012 года, все поиски окаменелых останков организмов на карьере «Ижберда», велись с поверхности отвалов и бортов карьера. Редкие и непродолжительные (на 3–4 часа) выезды на карьер были крайне неудобны и не оставляли возможности для обнаружения и правильного вскрытия фрагментов скелетов. Поэтому нам нужно было найти более эффективный способ, который сократил бы время поиска окаменелых останков. Мы изучили несколько чувствительных геофизических методов, адаптированных для палеонтологии, провели сравнительный анализ и изучили физические свойства образцов из карьера [1, 3]. Результаты измерений гамма-активности значительно отличались друг от друга. Самую низкую радиоактивность имели остатки древесины: в среднем значения колебались в пределах от 12 до 15 мкР/ч. Следующими по интенсивности были фосфоритовые желваки: среднее значение колеблется от 17 до 19 мкР/ч. Активность кварц-фосфорит-глауконитового песка немного выше, чем у фосфоритов: среднее значение 21 мкР/ч. Результаты измерений отдельных позвоночных тел плезиозавроидов и мозазавров, из коллекции нашего клуба, были ещё выше: в среднем значения колеблются от 20 до 34 мкР/ч. При измерениях была замечена одна интересная особенность, что чем ближе друг к другу расположены кости (а соответственно масса концентрируется в одном месте), тем выше значения гамма-активности. Учитывая это, нами был сделан следующий вывод: при выявлении высокой аномалии, существует немалая вероятность обнаружения не только отдельной кости морской рептилии, но даже целого фрагмента скелета.

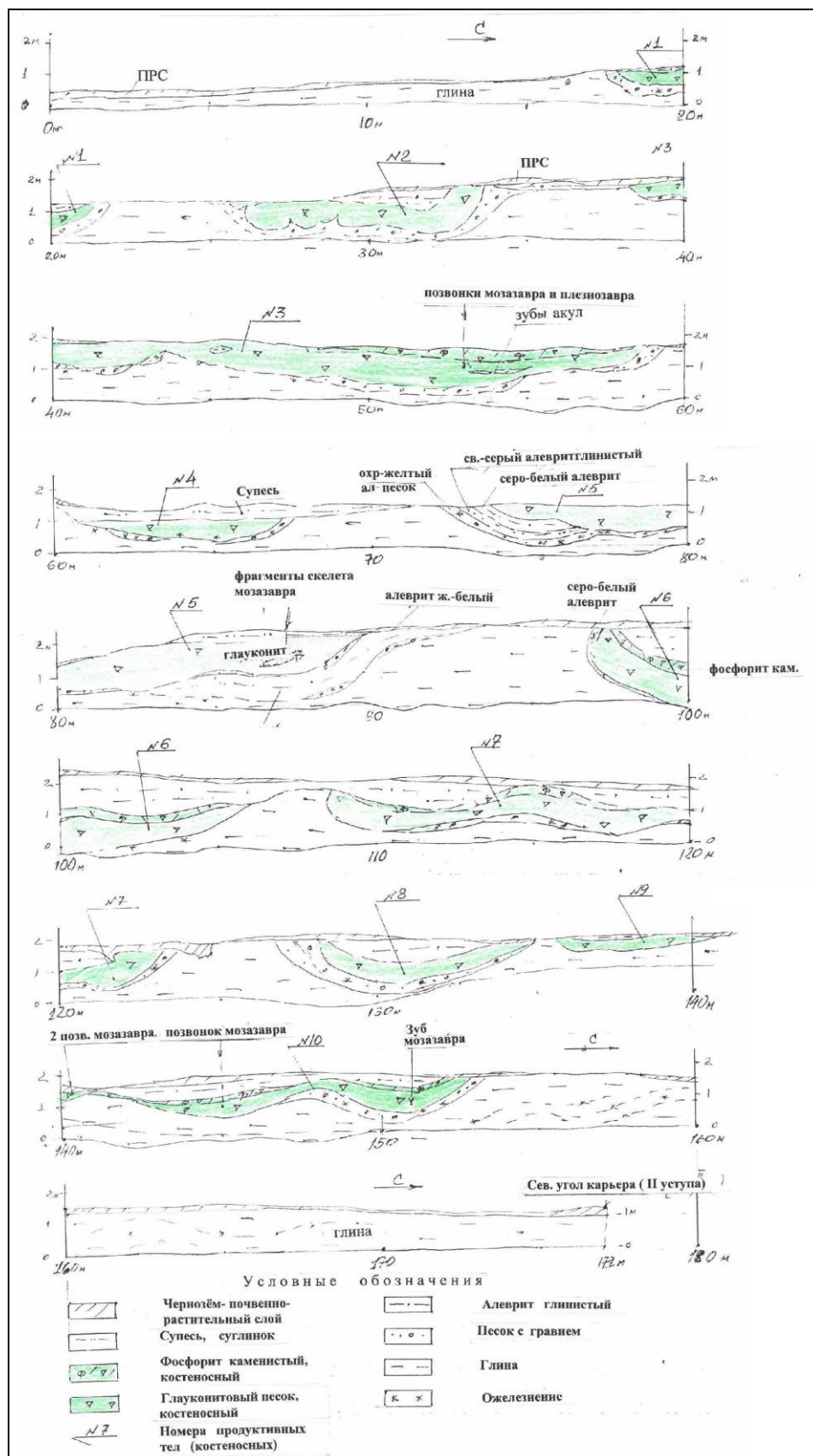


Рис. 1. Документация (зарисовка) II уступа западного борта карьера «Ижберда».

Изучение магнитных свойств показало, что магнитная восприимчивость (в 10^{-3} ед. СИ) фосфоритовых желваков в среднем 0.09-0.15, фосфоритового песка 0.10–0.12, фосфоритового песка (отмытого) 1.14–1.3, остатки деревьев – 0.10, отдельные позвоночные тела – 0.4–0.7. На основе этих измерений мы произвели радиометрические и магнитные замеры фрагментов

скелетов морских рептилий (таблица). Фрагменты скелетов имеют повышенную радиоактивность, но магнитные свойства дифференцируются слабо и достигают своего максимума в кварц-фосфорит-глауконитовом песке.

Таблица

Радиометрические и магнитные замеры фрагментов скелетов морских рептилий

Наименование ящера	Шейный отдел		Грудной отдел		Спинной отдел		Хвостовой отдел		Ласт	
	мкР/ч	10 ⁻³ СИ	мкР/ч	10 ⁻³ СИ	мкР/ч	10 ⁻³ СИ	мкР/ч	10 ⁻³ СИ	мкР/ч	10 ⁻³ СИ
<i>Aristonectidea</i> sp. «Юра»	40-45	0.05	50	0.06	40-45	0.04	40	0.05	-	-
Эласмозавр «Микола» №377	55-60	0.10	65-70	0.15	55-60	0.13	40-45	0.06	35-40	0.11
<i>Aristonectidea</i> sp. «Слава» №397	50-55	0.06	55-60	0.06	50	0.07	40-45	0.05	-	-
<i>Polycotylus</i> «Степан» №337	35-40	0.05	45-50	0.18	45	0.10	-	-	45-50	0.02
<i>Polycotylus sopozkovi</i> «Стёпа» №247	-	-	-	-	-	-	-	-	40-45	0.05
<i>Dolychorhynchops</i> «Максим» №387	-	-	-	-	-	-	-	-	35-40	0.05

На основе изученной литературы и результатов измерений, мы пришли к выводу, что наиболее эффективным и доступным для нас способом поиска фоссилий является радиометрический.

Нами была съемка гама-активности западного борта карьера (рис. 2, 3). Перед началом измерений гамма-поля западного борта карьера мы выбрали сеть наблюдений 2х1 м. Такой размер был выбран исходя из минимально возможных размеров скелетов и их фрагментов. А также полуинструментальным способом создали вдоль западной границы площади (первый уступ) линию нулевых магистральных точек через два метра. Рядовые точки отмечались окопками, каждая десятая закреплялась колышком. Всего получился 91 профиль (от 0 до 180). На всех магистральных точках, как опорных, проведено измерение гамма-поля при прямом и обратном ходе. Затем на местности под прямым углом к магистрали раскладывалась мерная лента, вдоль которой через 1 м проводились измерения гамма-активности с прослушиванием интенсивности между точками измерений на головной телефон, со средним количеством точек замеров от 30 на юге площади и до 20 на севере. Измерения проводились по шкале радиометра с максимальным значением 100 мкР/ч. Максимальные значения достигали значений 80 мкР/ч (при фоновом значении 25–30 мкР/ч). Все значения фиксировались в полевом журнале наблюдений. Следующим этапом было составление координированного плана значений гамма-активности и построением плана изогамм вручную. Затем несколько вариантов планов были построены с помощью программы Surfer 11 (рис. 2). Наиболее удачным оказался план с осреднением 3×3 точек. На плане хорошо заметны участки (аномалии) с высокими значениями гамма-активности. Все места находок скелетов рептилий (6 шт.) приурочены к эпицентрам интенсивных аномалий гамма-активности. Такое совпадение не может быть случайным.

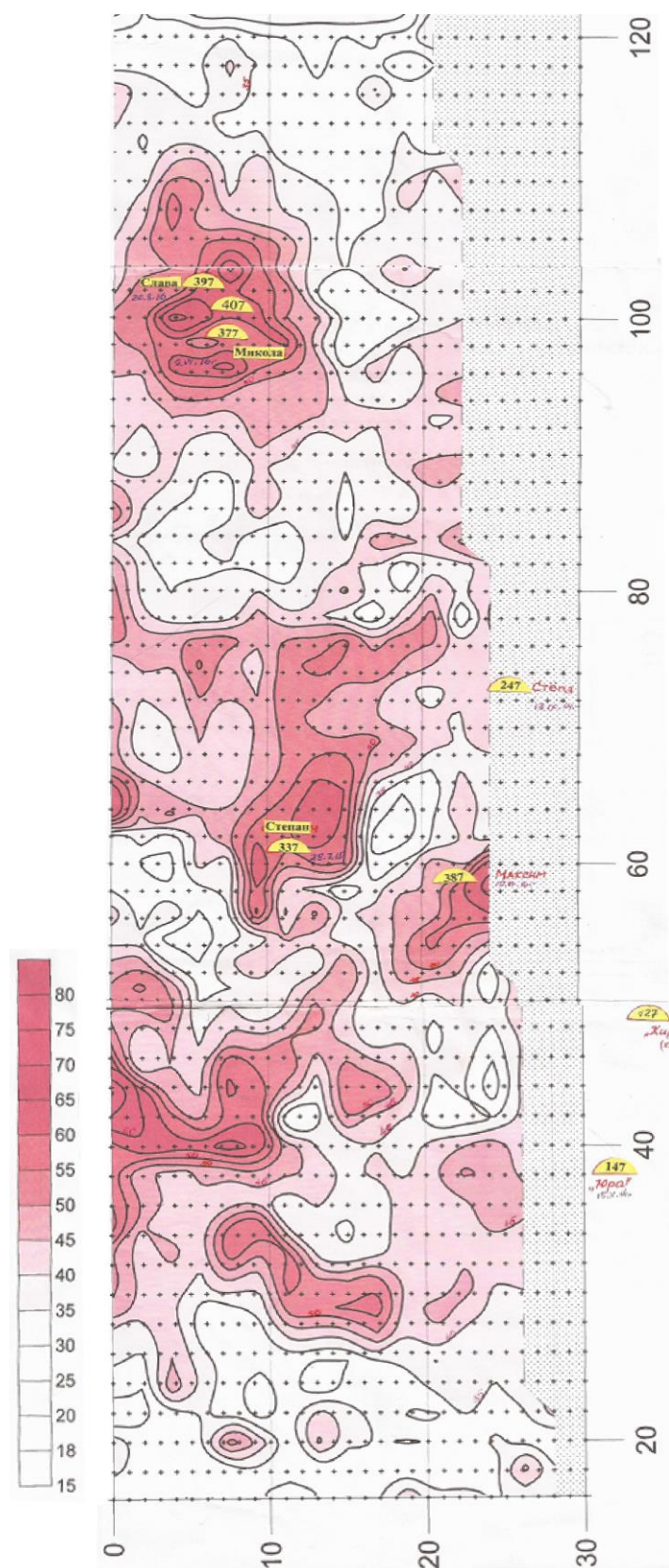


Рис. 2. План изограмм (мкР/час) для западного борта карьера «Ижберда».

Примечание: съёмка выполнена радиометром СРП-68-01, сеть 2×1 м. Изолинии построены в программе Surfer 11 (сглаживание 3×3).



Рис. 3. Изучение радиоактивных свойств разреза. Карьер «Ижберда» (Фото Никифорова А.В.).

В период 2017–2018 гг. нами была проделана работа по выявлению наиболее эффективного и рационального метода поиска мегафоссилий на карьере «Ижберда». Эта работа включала поиск и сравнение теоретического материала по трём геофизическим методам, изучение физических свойств образцов из карьера и фрагментов скелетов морских рептилий, изучение свойств отдельных слоёв в карьере, выполнение гамма-съёмки по детальной сети наблюдений (2×1 м – 2420 т.н.) и составление планов гамма-активности с выделением эпицентров повышенной радиоактивности. Все места находок крупных фрагментов скелетов плезиозавров совпали с эпицентрами интенсивными аномалий гамма-активности. Учитывая полученный нами опыт, мы можем дать рекомендации для эффективного проведения полевых поисковых работ. Независимо от результатов будущих проверок, материалы радиометрических работ дают новую информацию для совершенствования поисковых навыков.

Список литературы

1. *Ибрагимов Ш.З.* Лабораторные работы по ядерной геофизике / Учебно-методическое пособие Казань: Казанский университет, 2014. – 80 с.
2. *Мокров Е.А.* Первые находки останков химер в Оренбургской области / Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий. Материалы III Всероссийской молодежной геологической конференции. 2015. С. 170–173.
3. Нормы радиационной безопасности. Санитарные правила и нормативы. (Зарегистрировано в Минюсте РФ 14.08.2009 вместе с «НРБ-99/2009» СанПиН 2.6.1.2523-09)
4. *Шелухин Р.* Особенности строения конечностей морских рептилий мезозоя / Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий. Материалы IV Всероссийской молодежной геологической конференции. 2016. С. 77–80.

МЕТОДЫ ПОВЫШЕНИЯ РАЗРЕШАЮЩЕЙ СПОСОБНОСТИ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ

Е.О.Вязовкина

Самарский государственный технический университет, Самара

ПАО «Самаранефтегеофизика», Самара

e-mail: kate_vyazovkina@mail.ru

В настоящее время при детальном расчленении геологических разрезов используется ряд программных комплексов, выполняющих поставленную задачу. Рассмотрим эти комплексы в порядке их эффективности.

§1. ВРС-Гео [3]. Технология высокоразрешающей сейсморазведки позволяет: детально изучить внутреннюю структуру нефтесодержащих отложений, т.к. результаты сейсмических материалов обработки обладают большой разрешённостью, что обеспечивает выделение песчаных пластов толщиной 4 метра и карбонатов толщиной 6 метров [3]; коррелировать отражающие границы нефтегазовых залежей по всей площади; предварительно оценивать ресурсы углеводородов в нефтеперспективных отложениях на основе уравнения среднего времени [3]. Методика имеет следующие преимущества: повышение достоверности обнаружения нефтеперспективных объектов; сокращение объёмов непродуктивного бурения и материальных затрат; повышение эффективности геологоразведочных работ.

При полевых сейсмических исследованиях регистрация отраженных волн выполняется с шагом дискретизации равным 2 мсек. Вследствие этого весь набор процедур, используемых при обработке и интерпретации полевой информации, в системе ВРС-Гео работает с материалом, оцифрованным через 2 мсек.

§2. СВАН – спектрально-временной анализ [1]. С помощью СВАН любую сейсмическую трассу для некоторого участка профиля представляют в виде СВАН-колонки, состоящей из последовательности трасс, полученных с дискретно непрерывным возрастанием преобладающей частоты используемого фильтра. В 3D сейсморазведке возможно получение СВАН-колонки для каждой трассы куба сейсмической информации (рис. 1).

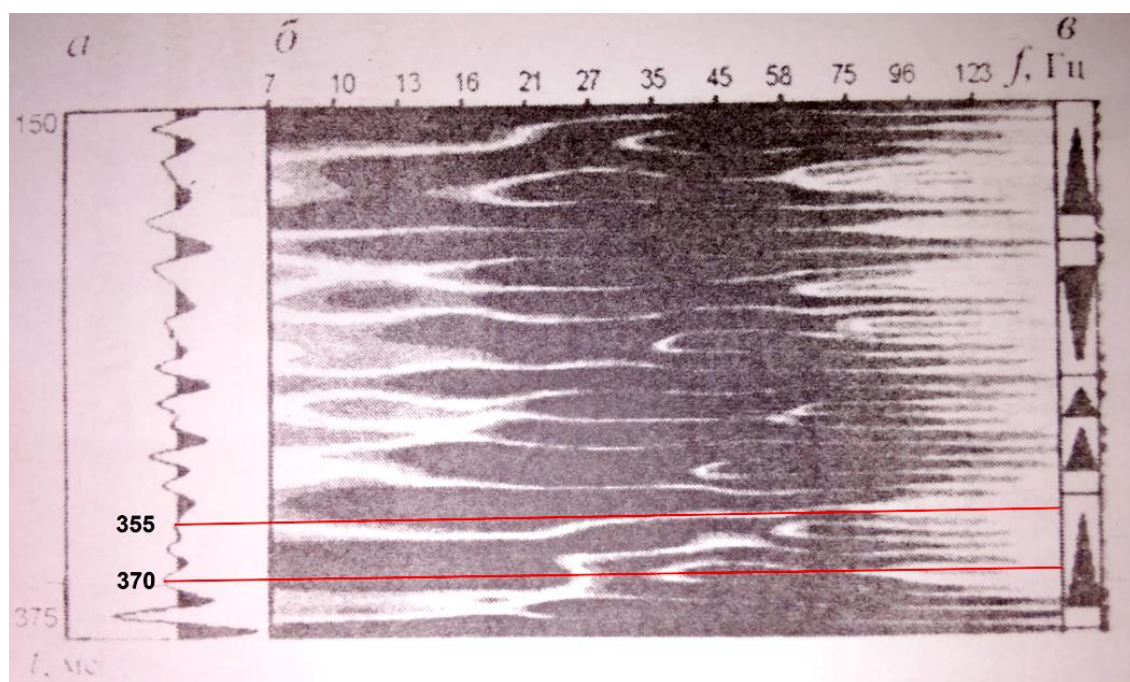


Рис. 1 СВАН-анализ сейсмической трассы: а – сейсмическая трасса; б – СВАН-колонка

Считается, что СВАН-колонка является спектрально-временным срезом, характеризующим последовательность седиментационных объектов, слагающих разрез. Вследствие этого изменение спектрально-временной колонки соответствующих интервалов сейсмиче-

ской записи обусловлено сменой типа разреза. В связи с этим СВАН с опорой на данные бурения, ГИС и испытания скважин, считается надёжным методом типизации геологического разреза в межскважинном пространстве. Другое применение спектрального разложения – определение мощности тонкого слоя или зон замещения в тонком слое, представляющем коллектор. Тщательный анализ сейсмической трассы (рис. 1) даёт основание утверждать, что каждый низкочастотный (сложно построенный) сейсмический сигнал представлен набором простых высокочастотных (когерентных) сигналов, характеризующихся своей индивидуальной фазой. Следует отметить, что в выделенном на рисунке 1 интервале $t=355\text{--}370$ мсек содержится пять высокочастотных сигналов. Максимальные амплитуды одиночных (высокочастотных) сигналов определяются величинами коэффициентов отражений от границ раздела изучаемого разреза. Спектрально-временной анализ эффективен при совместном использовании данных бурения и СВАН-колонок именно на площадях с целью уточнения запасов углеводородов в ловушках.

§3. Детальное расчленение сейсмических трасс на основе преобразований Гилберта [3]. При выполнении сейсморазведочных работ МОГТ-3D исследования, как правило, выполняются с использованием сигналов в достаточно узком частотном диапазоне $7\div 120$ Гц. В этом случае период сигнала $T=17$ мсек. При таком периоде сигнала возможно выявление пластов песчаников, при скорости 4000 м/сек, толщиной 17 м. К сожалению, на территории Урало-Поволжья широкое распространение имеют пласты-коллекторы толщиной менее 17 метров и надёжное их выявление используемыми программными средствами весьма затруднено. В этой связи возникла необходимость определения возможности детального расчленения реальных сейсмических трасс, пересчитанных в трассы мгновенных фаз на основе преобразования Гилберта. Преобразование Гилберта позволяет представить сигнал в комплексном виде, что даёт возможность определять три производных сигнала: амплитуду $\alpha(t)$, фазу $\theta(t)$ и частоту $\omega(t)$, которые используются в качестве атрибутов при интерпретации:

$$\alpha(t) = \sqrt{S^2(t) + M^2(t)}; \quad \theta(t) = \arctg \left[\frac{M(t)}{S(t)} \right]; \quad \omega(t) = \frac{d\theta(t)}{dt}.$$

Важным следствием применения Гилберт-преобразования при обработке сейсмических сигналов является проявление фазовых откликов слабых когерентных сигналов на временных разрезах [3]. Использование таких изображений существенно упрощает прослеживание тонких пластов, обнаружение их выклиниваний, угловых несогласий, зон нарушения непрерывности отражающих границ и фациальных изменений.

Принимая во внимание вышеотмеченное явление, возникла необходимость сопоставления материалов акустического каротажа (V_{ak}), коэффициентов отражения (R), реальных трасс временного разреза (суммарных трасс) и мгновенных фаз с целью выявления элементарных сигналов, обладающих одинаковыми фазами на временных разрезах (рис. 2).

На представленном рисунке высоким качеством обладают данные акустического каротажа, реальные сейсмические трассы и материалы мгновенных фаз. Следует отметить, что терригенная толща тульского горизонта на стандартных материалах определяется двумя фазами, удалёнными друг от друга на 25 мсек. На материалах мгновенных фаз наблюдается 7 фаз, что свидетельствует о присутствии в данном интервале 5–6 прослоев средней толщиной 6 мсек. Для корректного выполнения корреляции промежуточных горизонтов в интервале продуктивного разреза целесообразно отмеченные интервалы представлять в увеличенном масштабе. Оценим детальность расчленения разреза по данным реальных сейсмических трасс. На рис. 2 представлен временной разрез и литологическая колонка, сложенная глинами, алевролитами, известняками и доломитами. Данные ГИС с рассматриваемыми данными сейсмических стандартных трасс увязаны. Рассмотрим возможность получения дополнительной информации о геологическом разрезе при использовании атрибута «мгновенная фаза». Благодаря этому атрибуту предоставляется возможность выделить фазы элементарных сигналов, участвующих в формировании сложного сигнала, и, таким образом, выполнять детальное расчленение изучаемого разреза (рис. 3).

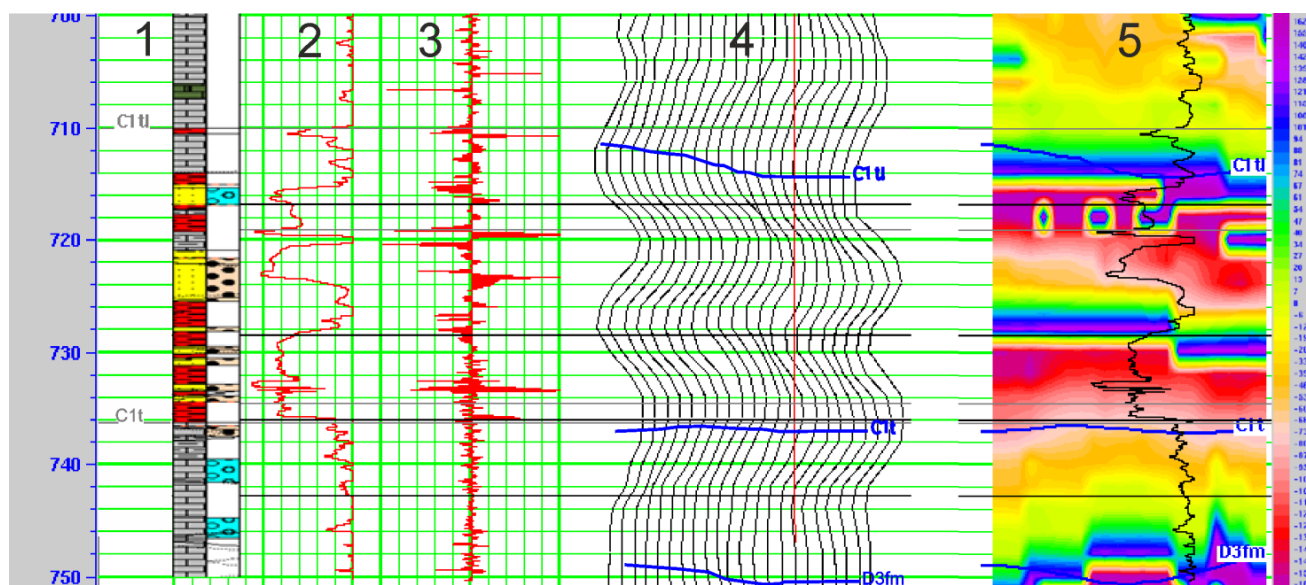


Рис. 2 Скважинные данные: 1 – литологическая колонка, 2 – АК, 3 – кривая коэффициентов отражения, 4 – реальные сейсмические трассы, 5 – разрез мгновенных фаз.

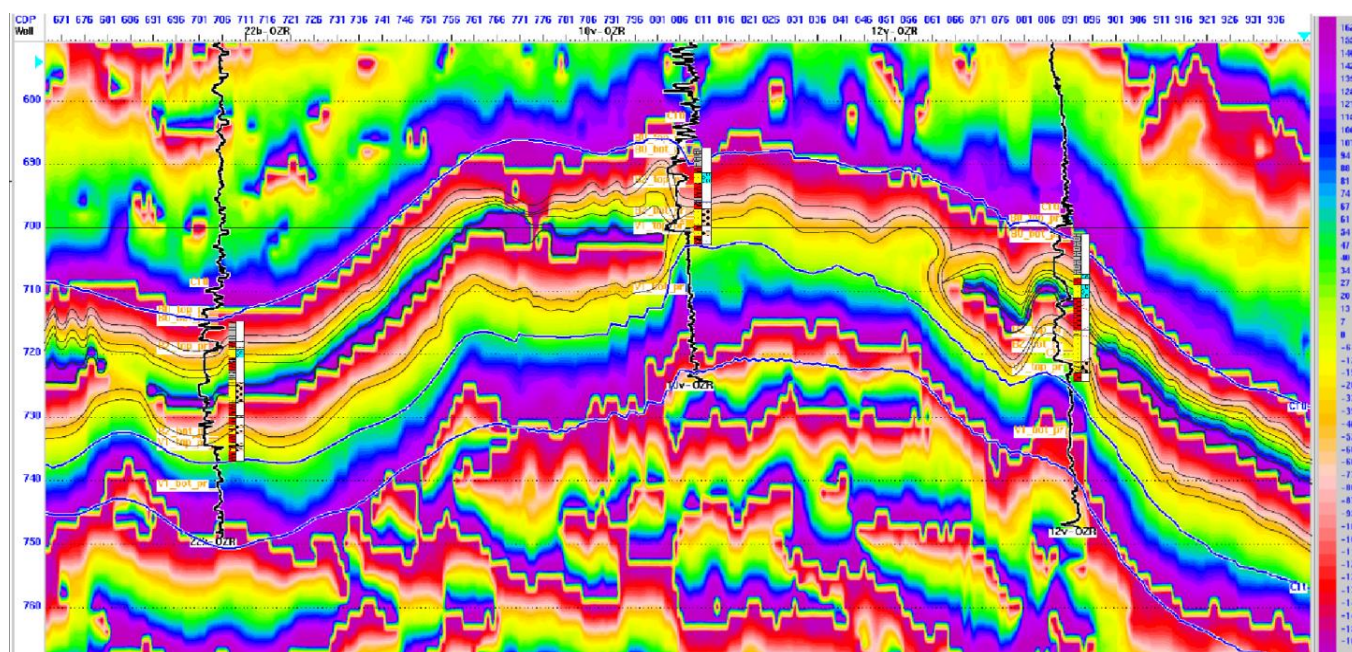


Рис. 3 Пример корреляции мгновенных фаз в сопоставлении с данными бурения скважин 22, 10 и 12. На рисунке изображены: кривая акустического каротажа, трассы мгновенных фаз, построенные в цветном изображении сопоставленные с кривой АК.

Для выделения пластов малой толщины на временном разрезе мгновенных фаз следует использовать: вертикальный масштаб: в 1 см – 5м/сек времени и детальную цветовую гамму, отображающую фазы, благодаря чему удалось выполнить детальное расчленение интервала временного разреза тульского горизонта. На разрезе отмечается удовлетворительная увязка мгновенных фаз с данными ГИС, наблюдается сложное строение отдельных горизонтов, удаётся выделить участки неоднородного строения отдельных пластов. Детальность расчленения временного разреза составила от 2м/сек до 8м/сек, что соответствует 2–16 м толщине терригенного слоя или 6–24 м толщине карбонатов. На рис. 3 опробована возможность непрерывной корреляции мгновенных фаз на временном разрезе, построенном с использованием предложенных и опробованных параметров воспроизведения сейсмической информации (мгновенных фаз) с целью детального расчленения разреза.

Определение толщин пластов по материалам сейсмических атрибутов–мгновенных фаз нуждается в дальнейшем изучении этого вопроса.

Список литературы

1. Мушин И.А., Бродов Л.Ю., Козлов Е.А. Методики спектально-временного анализа. 1990.
2. Трофимов В.Л., Милашин В.А., Хазиев Ф.Ф., Мальцев Г.А. Детальная оценка геологических показателей реальной среды с применением технологии ВРСГео. Геофизика, №4, 2007. С 157–166.
3. Урупов А.К., Воскресенский Ю.Н. Построение сейсмических изображений. Москва, 2006.

КОМПЛЕКСНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ МАТЕРИАЛОВ ГИС В ОТЛОЖЕНИЯХ ТТД С ПРИМЕНЕНИЕМ СОВРЕМЕННЫХ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ В РАМКАХ СЕКТОРНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Д.Д. Гаделева, Л. А. Халиуллина, М. И. Сапон

ООО «БашНИПИнефть», Уфа

e-mail: GadelevaDD@bashneft.ru, KhaliullinaLA@bashneft.ru

Геофизические исследования скважин (ГИС) – важный этап при разработке месторождений нефти и газа. В процессе интерпретации ГИС решается широкий спектр задач, необходимый для построения геологической и гидродинамической моделей, которые в свою очередь необходимы при подсчёте запасов нефти и газа, при планировании бурения горизонтальных скважин, за счёт которых возможно увеличение добычи по месторождению.

В представленной работе рассмотрены особенности интерпретации месторождения N западной части Башкирии терригенной толщи девона (ТТД). Работа включает следующие этапы:

- Проверка качества исходного материала;
- Комплексная интерпретация данных ГИС с привлечением данных исследований керна и результатов опробований;
- Анализ достоверности результатов интерпретации ГИС [1];
- Оценка влияния новых петрофизических зависимостей на результаты геологического моделирования.

Подбор петрофизической модели для последующей интерпретации осуществлялся с использованием кернового материала по изучаемому месторождению и трендов новых петрофизических зависимостей для отложений девона платформенной части Башкортостана (рис.1) [2].

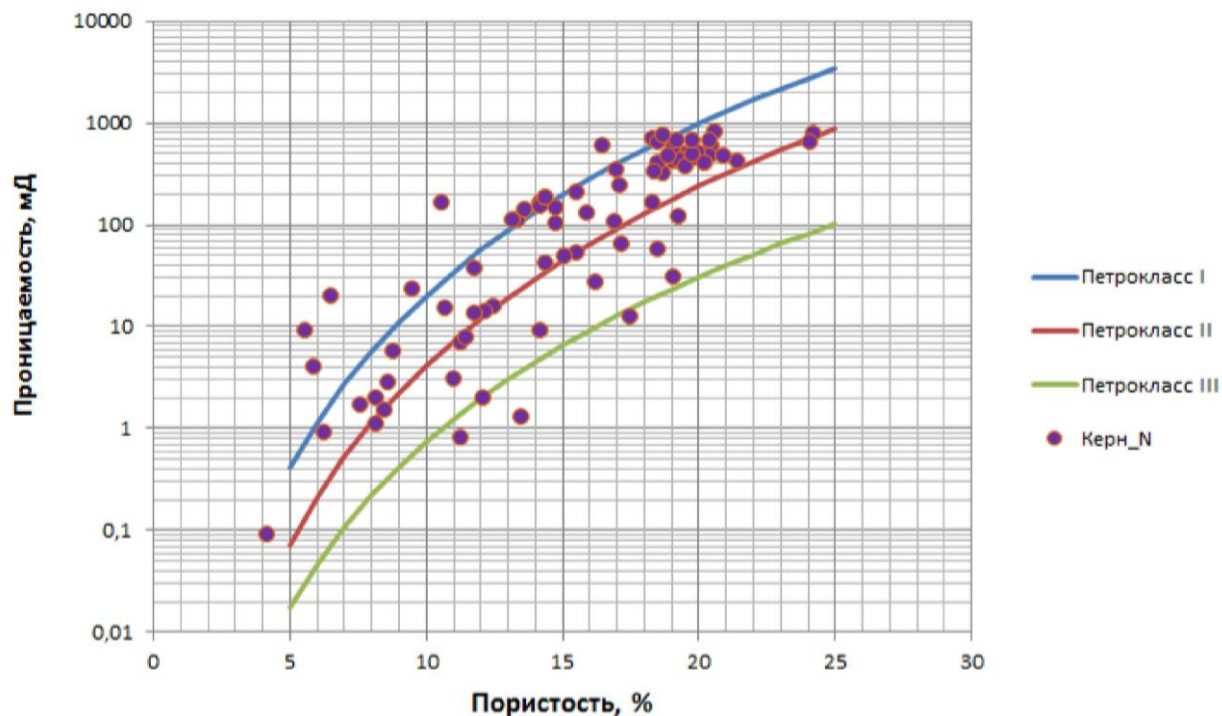


Рис. 1 Керновый материал пород коллекторов по месторождению N на палетке $K_{пр}=f(K_p)$ с разделением на петроклассы: I, II, III (теоретические кривые керна месторождения N).

Апробация новой методики показала разделение пород-коллекторов месторождения N на I и II петроклассы. Методика предусматривает расчёт фильтрационно-ёмкостных свойств

(ФЕС) с учётом типизации [3]. На рис. 2 сопоставляются коэффициенты проницаемости ($K_{пр}$), рассчитанные в коллекторе по двум методикам: с учётом петрокласов и по предыдущей методике без учёта типизации (рис. 3). Сопоставление $K_{пр}=f(K_{п})$ разных методик позволяет говорить о возможном уменьшении расчётных параметров в предыдущем проекте.

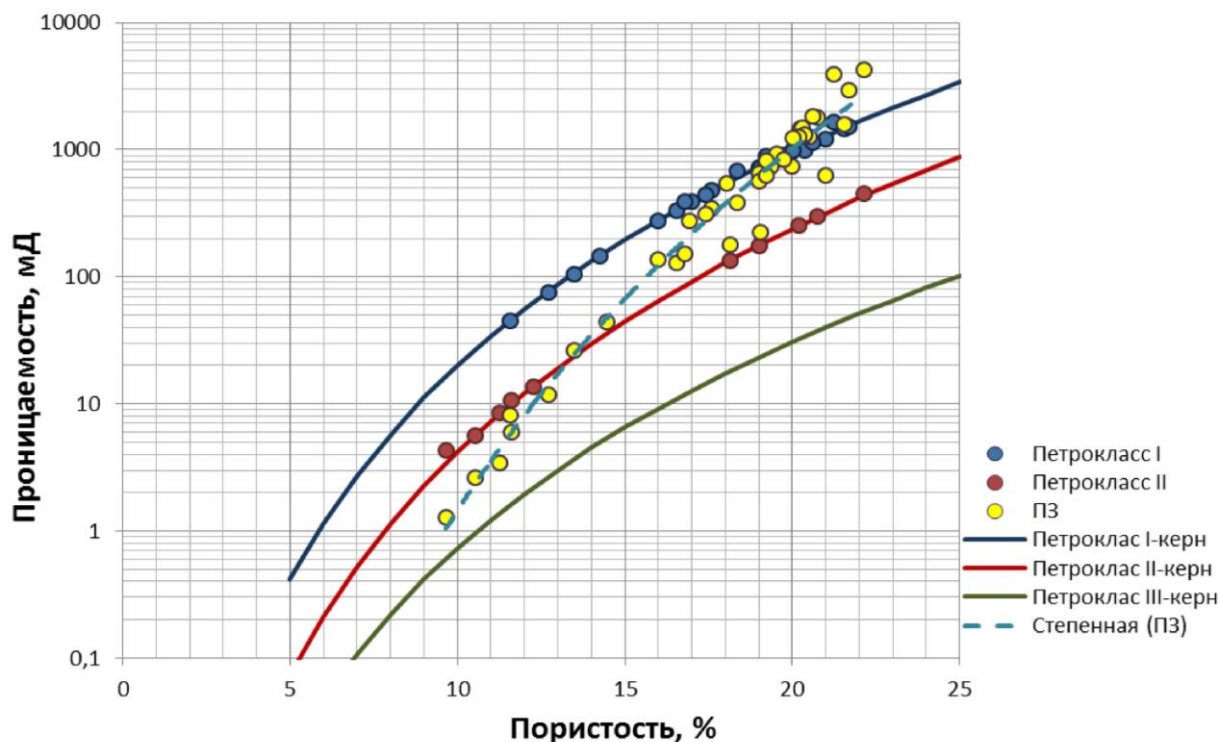


Рис. 2 Сопоставление попластовых проницаемостей для I, II петрокласов с проницаемостью по предыдущей методике в тиманском горизонте в интервале коллектора.

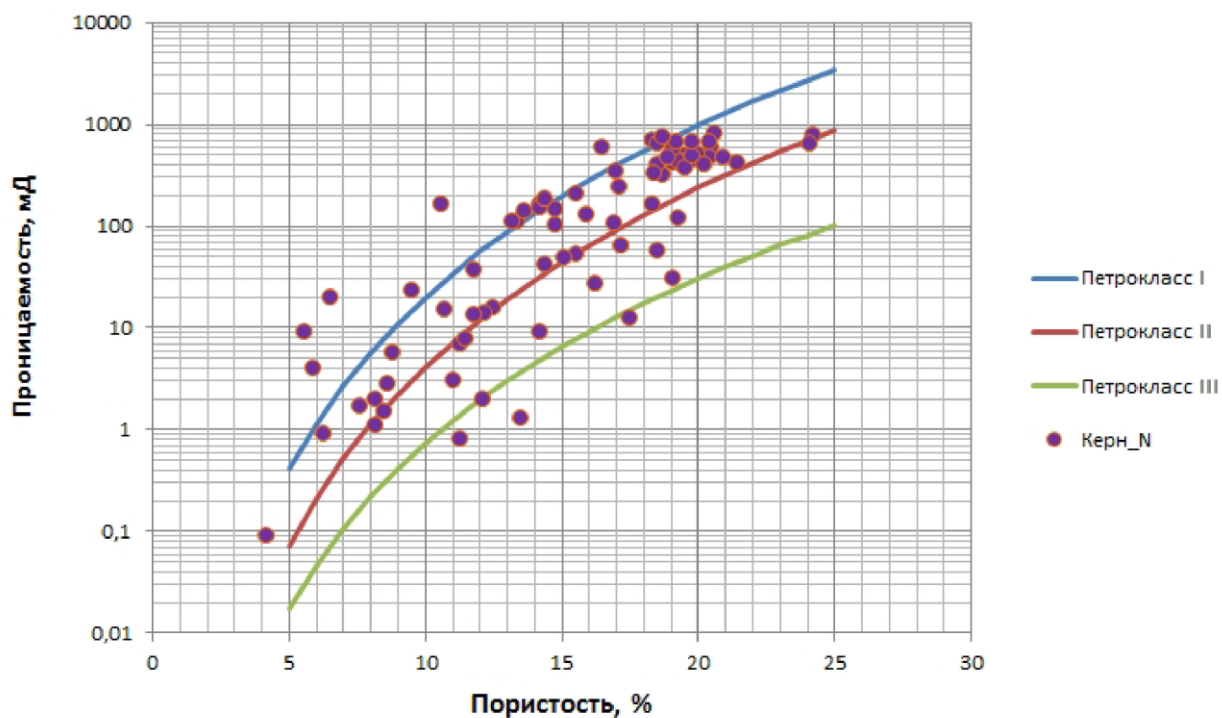


Рис. 3 Нормальное распределение непрерывной кривой пористости в интервале коллектора для тиманского горизонта.

Результаты интерпретации ГИС необходимы для расчёта фильтрационно-ёмкостных кубов, по итогам построения которых, определяются добывные возможности скважин месторождения N, такие как продуктивность. Типизация коллекторов позволяет уточнить ФЕС, что способствует минимизации погрешности при сопоставлении расчётных и фактических параметров по результатам геолого-гидродинамического моделирования.

Список литературы

1. *В.И. Петерсилье, В.И. Пороскуна, Г.Г. Яценко.* Методические рекомендации по подсчёту геологических запасов нефти и газа объёмным методом. М.-Т.:ВНИГНИ, НПЦ «Тверьгеофизика», 2003. 259 с.
2. *О.Р. Привалова, Т.В. Бурикова, А.С. Душин.* Литолого-петрофизическая модель отложений терригенной толщи девона платформенной части Республики Башкортостан // Отчет НИР по теме 5213.Уфа.: БашНИПИнефть, 2016. 93с.
3. *А.М. Нигматзянова, А.А. Губайдуллина, Т. В. Бурикова, А.С. Душин, О.Р. Привалова, А.Н. Червякова, Р.В. Ахметзянов.* Классификация коллекторов по петрофизическим параметрам отложений терригенной толщи девона платформенной части Республики Башкортостан // Нефтяное хозяйство, №1134, 2018. С.22–25.

ПАЛЕОМАГНИТНОЕ ИЗУЧЕНИЕ НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ВУЛКАНИТОВ НА ПРИМЕРЕ РАЗРЕЗОВ р. ГРЕХОВКА и д. УРАЛ

А.Ф. Гумеров

Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа

e-mail: aidargumerov1997@mail.ru

В данной работе показаны палеомагнитные результаты изучения нижнекаменноугольных вулканитов Центрально-Магнитогорской зоны Южного Урала (разрезы р. Греховка и д. Урал) с целью оценки истории развития Магнитогорской островной дуги. В качестве объектов исследования были выбраны 2 разреза эффузивных пород греховской и берёзовской свит, расположенных течением р. Урал и в д. Греховка.

Магнитогорская зона Южного Урала – это фрагмент островной дуги, который активно развивался в девоне. По современным представлениям [2, 3] в девонское время в Палеоуральском океане напротив южно-средне-уральской части окраины палеоконтинента Балтика, была сформирована Магнитогорская островная дуга. Дуга находилась над зоной субдукции, падавшей от континента. В позднем девоне произошла коллизия континента и островной дуги, в результате которой Магнитогорская островная дуга присоединилась к окраине Восточно-Европейского континента, тем самым увеличив его в размерах. К концу фанерозоя процесс окраинно-континентальной аккреции завершился, и граница континента была перемещена в область современного Тургайского прогиба. В раннем карбоне зона субдукции меняла направление падения и образовала активную континентальную окраину. На активной окраине континента образовалась рифтовая зона, с которой связано накопление субщелочных контрастных вулканитов берёзовской и греховской свит Магнитогорской зоны. Палеомагнитные данные в отмеченном возрастном интервале могут послужить дополнительным тестом для оценки этих геологических представлений. Целью данной работы является получение достоверных палеомагнитных данных по нижнекаменноугольным вулканитам центральной части Магнитогорско-Богдановского грабена, а также сравнение этих данных с палеомагнитными направлениями для палеоконтинента Балтика.

В Центрально-Магнитогорской зоне [4] выделяют берёзовскую, греховскую свиты. Берёзовская свита представлена туфопесчаниками, туфоконгломератами, туфоалевролитами, вулканомиктовыми песчаниками, базальтами, спилитами, редко риолитами. Свита содержит прослои известняков. Греховская свита складывается в основном базальтами, реже андезитобазальтами, трахириолитами, трахириодацитами. Разрез Греховка расположен на р. Греховка, левом притоке р. Урал, приблизительно в 2 км выше по течению реки Урал от с. Кизильское, и сложена преимущественно основными, реже кислыми вулканитами греховской свиты. Разрез Урал расположен на левом берегу Урала примерно в 1.5 км ниже по течению р. Урал от д. Урал, по правому берегу безымянного притока. Она сложена основными вулканитами греховской свиты. Данные разрезы изучались и ранее в лаборатории геофизики, но объём был явно недостаточный, поэтому данное исследование проводилось с целью получения обоснованной палеомагнитной информации.

Лабораторные исследования были проведены в соответствии с общепринятой методикой. Компоненты естественной остаточной намагниченности (J_n), выделялись с помощью метода температурной чистки. Оно подразумевает разделение вектора J_n на компоненты по стабильности к воздействию высоких температур. По одному образцу из всех штучков были подвергнуты ступенчатому температурному размагничиванию вплоть до 700 °С с использованием терморазмагничивающей печи TD-48 фирмы ASC Scientific. Естественная остаточная намагниченность и её компоненты, выделяемые при магнитной чистке, измерялись на спиннер-магнитометре JR-6 фирмы “AGICO”. Для того чтобы определить направления компонент намагниченности были использованы линейные участки траекторий векторов на диаграммах Зийдерверльда (рис.1). Далее компоненты анализировались на уровне сайтов при помощи пакета программ Р. Энкина и Ж.-П. Конье [5, 6].

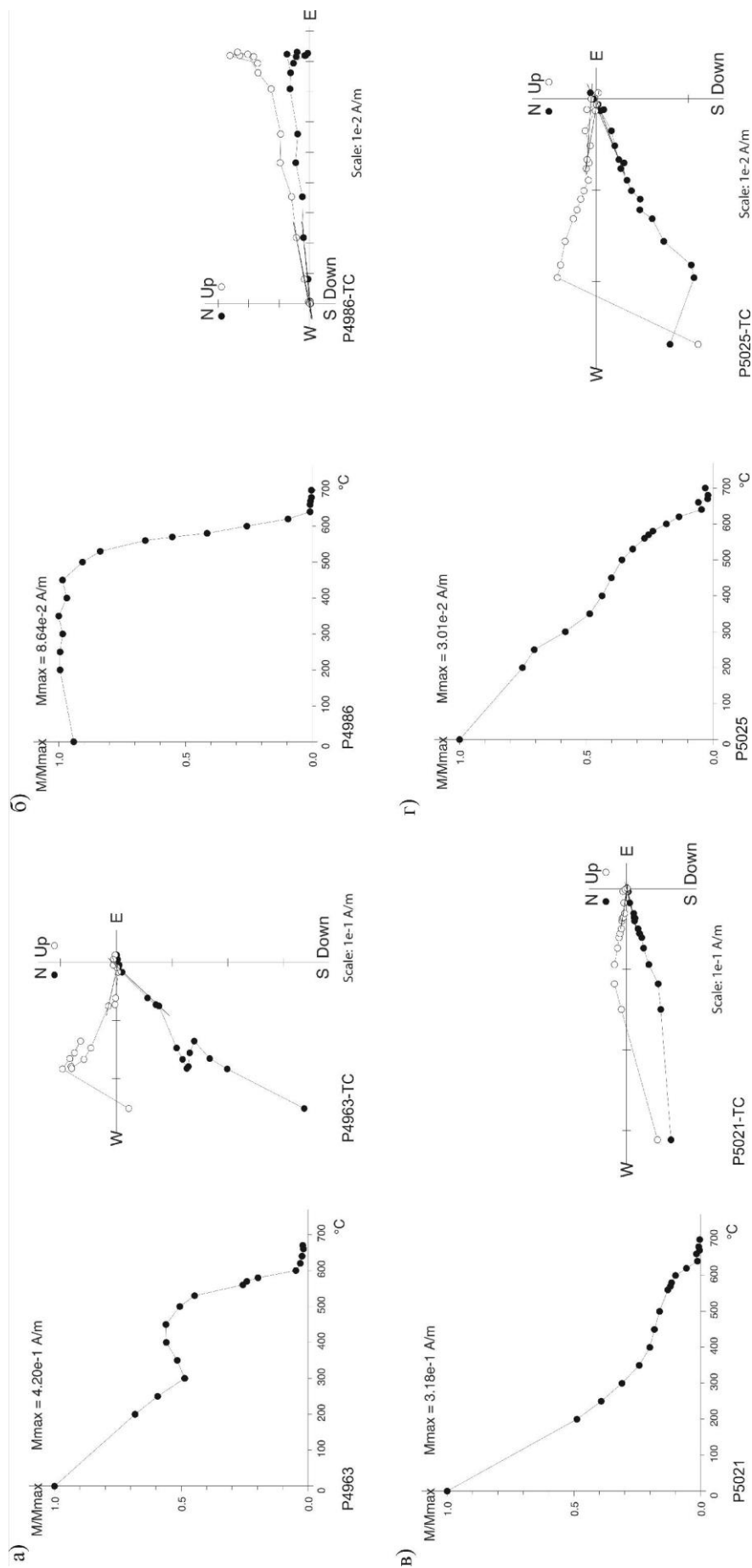


Рис. 1. Диаграммы Зийдервильда направлений намагниченности (древняя система координат), кривые терморазмагничивания отдельных образцов.

На диаграммах Зийдервильда выделяются от 1 до 3 компонент намагниченности. При низких температурах выделяются компоненты, соответствующие направлению современного геомагнитного поля. Редко при средних температурах выделяются позднепалеозойские компоненты намагниченности. Данные по высокотемпературным компонентам намагниченности приведены в таблице.

Таблица

Рассчитанные палеомагнитные направления

Сайт	n	АП/УП	ССК				ДСК			
			D	I	k	α_{95}	D	I	k	α_{95}
Греховка (52°45' с.ш., 58°57' в.д.)										
P4956	18/6	237/41	265.2	49.1	17.5	16.5	261.6	1.3	34.9	11.5
P4974	8/7	266/33	284.3	25.8	17.3	15.0	281.8	-1.9	17.3	15.0
P4982	8/4	235/35	81.4	-25.8	23.3	19.4	82.9	7.5	19.9	21.1
P4990	10/5	256/60	235.7	22.7	11.0	24.1	238.4	-5.0	11.0	24.1
P5000	9/6	262/54	327.3	49.8	14.7	18.1	305.7	11.6	12.2	19.9
P5009	8/7	247/58	266.5	65.7	27.8	11.6	263.5	7.0	29.1	11.4
M3490*	7/5	249/41	258.5	22.1	25.1	15.6	257.8	-16.4	25.1	15.6
M3497*	7/6	249/41	233.4	11.9	53.9	9.2	233.0	-29.1	53.9	9.2
P3721*	8/6	274/52	58.8	-53.0	29.8	12.5	68.3	-3.2	29.8	12.5
P3729*	9/6	274/52	49.0	-43.2	19.4	15.6	58.6	3.5	19.4	15.6
д. Урал (52°35' с.ш., 58°59' в.д.)										
P5017	8/4	245/34	251.4	45.9	9.7	31.1	254.2	-11.6	9.7	31.1
P5025	8/5	257/46	246.4	28.9	10.7	24.5	249.3	-6.6	8.9	27.2
P3992*	9/7	287/33	255.1	26.2	27.8	11.7	258.4	-3.1	23.9	12.6
P4010*	8/5	149/12	226.1	-15.2	11.5	23.6	229.5	-17.5	11.5	23.6
Среднее	14		249.3	32.5	10.6	13.3	252.3	-7.2	22.1	9.0

Пимечания: n – число образцов (сайтов):изучено/использовано; А/У – азимут падения/угол падения слоев; ССК – современная система координат; ДСК – древняя система координат; D – склонение, I – наклонение, k – кучность, α_{95} – радиус круга доверия, * – сайты 2014 года [1].

В таблице приведены новые данные по изученным разрезам, совместно с ранее полученными (в таблице отмечены звездочкой) в лаборатории геофизики ИГ УФИЦ результатами по этим же разрезам.

Среднее направление по 14 сайтам лучше всего группируется в древней системе координат и составляет D=252.3°, I=-7.2°, k=22.1°, α_{95} =9.0° (табл., рис. 2). Тест обращения для высокотемпературной компоненты положительный, класс C, $\gamma/\gamma_{кр}$ = 6.22/19.65. Также был выполнен тест складки в модификации direction – correction P. Энкина [7], и он дал положительный результат. Это позволяет считать выделенную компоненту намагниченности первичной.

Для оценки взаимного расположения континента и островной дуги использованы данные о положении полюса для палеоконтинента Балтика из обзорной статьи [8], пересчитанные в палеомагнитные направления для окраины континента (точка Кага).

Пересчитанное из вышеупомянутой работы Т. Торсвика и др. палеомагнитное направление для района Каги составляет D = 260.1°, I = -8.5°, α_{95} = 8.2°. Вычисленная по палеомагнитному наклонению палеоширота изученной части Центрально-Магнитогорской зоны составляет 5.5°±8.1°. Положение ближайшего края Восточно-Европейского континента в нижнекаменноугольное время, вычисленное относительно палеомагнитного полюса Балтики из работы Т. Торсвика и др., соответствует палеошироте 4.3° ± 8.2° для 340 млн. лет. Следовательно, одновозрастные палеомагнитные направления и палеошироты изученной части Магнитогорской островной дуги и восточной окраины Восточно-

Европейского континента практически совпадают. Это позволяет сделать предположение о том, что Центрально-Магнитогорская зона в нижнекаменноугольное время являлась частью континента.

Результаты палеомагнитных исследований позволяют сделать следующие выводы: в нижнекаменноугольном периоде Магнитогорская зона составляла единое целое с палеоконтинентом Балтика, что не противоречит современным геологическим представлениям об истории присоединения Магнитогорской островной дуги с пассивной окраиной Восточно-Европейского континента.

Исследования проводились в рамках государственного задания № 0252-2017-0013.

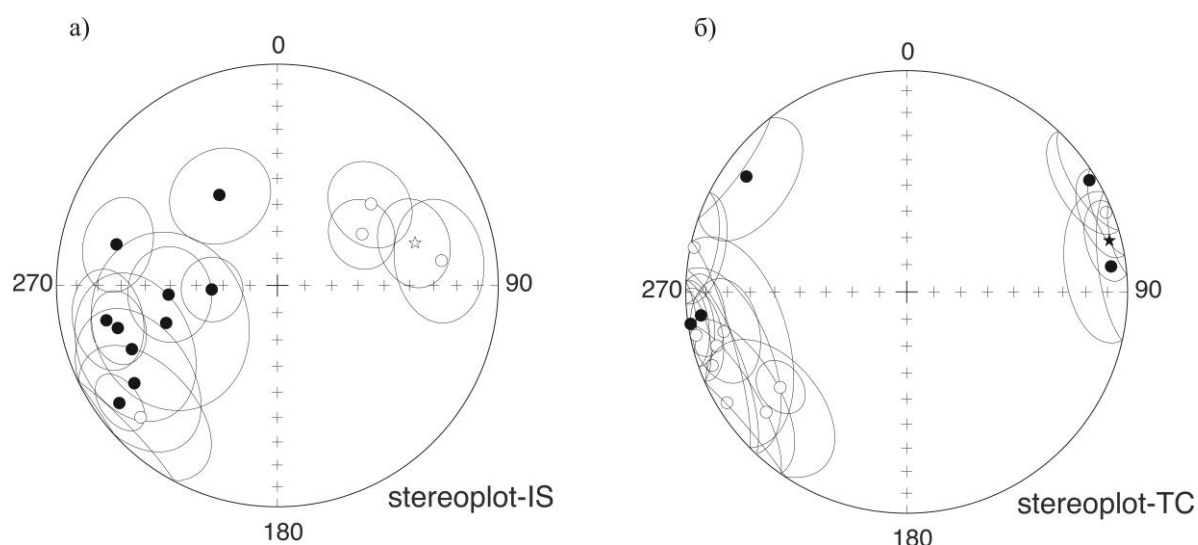


Рис. 2. Стереогаммы распределения высокотемпературной компоненты J_n изученных сайтов р. Греховка и д. Урал (а – в современной системе координат, б – в древней системе координат). Звёздочкой с овалом доверия показано общее направление по сайтам.

Список литературы

1. Данукалов К.Н., Голованова И.В., Сальманова Р.Ю. Палеомагнитное изучение нижнекаменноугольных вулканитов Магнитогорско-Богдановского грабена // Геологический вестник, №2, 2018. С. 110–117.
2. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
3. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
4. Салихов Д.Н., Яркова А.В. Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского мегасинклинария. Уфа: БНЦ УрО РАН, 1992. 138 с.
5. Cogné J.P. PaleoMac: a Macintosh application for treating paleomagnetic data and making plate reconstructions // Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2003. V. 4. №1, article no. 1007. <http://dx.doi.org/10.1029/2001GC000227>.
6. Enkin R.I. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. Pacific Geoscience Centre. Geological Survey of Canada, 1994. 16 p.
7. Enkin R.J. The direction-correction tilt test an all purpose tilt/fold test for paleomagnetic studies // Earth and Planetary Science Letters, 2003. V. 212. P. 151–166.
8. Torsvik T.H., Van der Voo R., Preeden U., MacNiocaill C., Steinberger B., Doubrovine P.V., van Hinsbergen D.J.J., Domeir M., Gaina C., Tohver E., Meert J.G., McCausland P.J.A., Cocks R.M. Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics // Earth Science Reviews, 2012. V. 114. P. 325–368.

ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ АДАПТИВНЫХ ФИЛЬТРОВ ПРИ ОБРАБОТКЕ ДАННЫХ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ

К.А. Карапетян, Т.А. Чилингарян

Институт геофизики и инженерной сейсмологии НАН РА, Гюмри

e-mail: Kara.Karapetyan@gmail.com

При обработке данных площадных геофизических наблюдений выделение и классификацию аномалий приходится проводить по различным простираниям, часто при высоком уровне помех. Под помехами будем понимать все факторы, которые осложняют производство измерений геофизического поля и интерпретацию получаемых данных.

Различают активные помехи (блуждающие токи, микросейсмы, временные вариации поля и др.) и пассивные (неоднородность перекрывающих пород, рельеф, влияние посторонних объектов как естественных, так и искусственных и т. д.). Первые обуславливают появление в той или иной степени заметных ошибок измерений, накладывающихся на инструментальные погрешности и зависящие от чувствительности применяемой аппаратуры. Вторые дают дополнительные поля, искажающие поле искомого объекта.

В электроразведке помехи часто обусловлены изменениями сопротивлений пород, как по площади, так и по глубине за счёт незначительных вариаций в их литологическом и фациальном составе, степени обводнённости и минерализации подземных вод, неоднородности рыхлых отложений и т.п. Кроме того, на результаты измерений в методах электроразведки оказывают влияние токов в Земле естественного и искусственного происхождения (теллурические, индустриальные и др.) [5].

Однако наиболее ощутимое искажение данных по геоэлектрическим методам вызывают электрические помехи от промышленных источников. Эти помехи условно разделяются на: гармонические, источниками которых являются все установки, работающие на токе промышленной частоты 50 Гц (линии высоковольтных электропередач, установки трёхфазного тока с заземлённым нулевым проводом и т.п.) и нестационарные низкочастотные, возникающие в результате утечек с электрофицированных железных дорог и установок, питаемых постоянным током.

При анализе влияния помех, в общем случае, необходимо иметь в виду следующие обстоятельства. Во-первых, помехи одного и того же типа неодинаково влияют на результаты измерений в различных геофизических методах. Во-вторых, влияние помех может быть исключено различными способами: специальными приёмами обработки полевых данных, в данной работе – методами математической статистики.

Подобные ситуации типичны для большинства рудных месторождений Армении, характеризующихся сложным геологическим строением. Алгоритмы выделения слабых аномалий, основанные на знании формы полезного сигнала и статистических свойств помех, оказываются недостаточно эффективными.

В этом случае значительно перспективными считаются самообучающиеся системы [4, 6, 8, 9]. При использовании этих систем основное значение приобретают критерии многомерного статистического анализа. Самообучение в этих случаях состоит в том, что параметры аномалий (форма, амплитуда, протяжённость) и помех (дисперсия, корреляционные свойства) не задаются заранее, а вычисляются непосредственно в процессе обработки, т.е. используются аддитивные и нелинейные фильтры.

Для способа самонастраивающейся фильтрации вычисляется параметр μ по формуле (1).

$$\hat{\mu} = \frac{\frac{1}{m} \sum_{i=1}^m \left(\frac{1}{N} \sum_{k=1}^N f_{ki} \right)^2}{\frac{1}{m(N-1)} \sum_{k=1}^N \sum_{i=1}^m \left(f_{ki} - \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N f_{ki} \right)^2} = \frac{\bar{a}^2}{\sigma^2} . \quad (1)$$

Если провести анализ выражения (1) для способа самонастраивающейся фильтрации, то нетрудно заметить, что оно в случае наличия аномалии (сигнала) в окне с точностью до множителя N представляет собой оценку отношения среднего квадрата амплитуды аномалии - $\bar{a}^2$ к дисперсии помех σ^2 , т.е.

$$\bar{a}^2 = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m \left(\frac{1}{N} \sum_{k=1}^N f_{ki} \right)^2, \quad \sigma^2 = \frac{1}{m(N-1)} \sum_{k=1}^N \sum_{i=1}^m \left(f_{ki} - \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N f_{ki} \right)^2,$$

где m – число пикетов по профилю в окне, N – число профилей в окне обработки [4, 10, 11].

Вычисление отношения (1) осуществляется при разных наклонах скользящего окна, что обеспечивает обнаружение сигналов различного направления. При этом форма сигнала может существенно изменяться на различных участках исследуемой площади, однако при обнаружении сигнала такое изменение не имеет значения, поскольку лишь необходимо, чтобы величина μ была больше $\mu_{\text{пор}}$. Величина $\mu_{\text{пор}}$ связана с пороговыми значениями статистики Хоттелинга как $\mu = d/N$. Так, для окна, содержащего $m=5$ и $N=3$ точек, пороговое значение $\mu_{\text{пор}} = d/N = 3,33/3 = 1.11$.

Для принятия решения о наличии аномалии порог d находят по критерию Неймана–Пирсона путём задания вероятности ошибки первого рода α , которая определяется формулой

$$\alpha = \int_d^{\infty} P_{F(0, q_1 q_2)}(x) dx.$$

$P_{F(0, q_1 q_2)}(x)$ обозначает плотность центрального F распределения. Значения F распределения приведены в [2].

Соответственно для (1) пороговое значение будет

$$\mu_{\text{пор}} = d/N.$$

По этой методике подверглись обработке геофизические данные, полученные на участке “Назoi–Юрт” Анкадорского месторождения меди.

Использованы результаты площадных съёмок геофизическими методами электроразведки (вызванная поляризация – ВП, естественное электрическое поле – ЕЭП). В статье приведены только результаты по методу вызванной поляризации.

Анкадорское месторождение меди расположено на северо-восточном крыле Базумской антиклинали и приурочено к висячему боку одноименного надвига. В геологическом строении месторождения принимают участие вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные образования, представленные порфиритами, их туфами и туфобрекчиями, липаритодацитами, а также подчинёнными к толще порфиритов метаморфизированными известняками. Оруденение представлено медно-серноколчеданной и медно-гематитовой формациями [1, 3].

Геофизические исследования велись на участке площадью 1.5 кв. км. Наблюдения проводились на 9 профилях длиной 500 м, шаг наблюдения – 5 м, расстояние между профилями – 50 м.

В геологическом отношении участок месторождения, охваченный геофизическими наблюдениями, представлен туфами, окварцованными туфобрекчиями различных цветных оттенков. Породы слабо трещиноватые, иногда встречаются гидротермально изменённые зоны и тектонические нарушения.

На участке “Назoi–Юрт” после проведения геофизических наблюдений по данным ВП, ЕЭП и сопротивления отмечались 4 аномальные зоны. Они простираются с северо-запада на юго-восток. Все выводы были сделаны по полевым наблюдениям без ведения каких-либо количественных оценок.

Целью проведённых исследований было уточнение предварительных результатов наблюдений способом самонастраивающейся фильтрации.

Для оценки параметра окна обработки N использованы расчёты взаимокорреляционной функции (ВКФ) для данных соседних пар профилей.

По расчётам ВКФ выяснилось, что когда $B_n(\varepsilon) > 0.5$, то достаточно задать $N=3$.

По значениям среднего интервала корреляции одномерной автокорреляционной функции (АКФ) вычислен параметр $m = 5$.

Для прямоугольной сети наблюдений величина наклона окна θ задана равной $0; \pm 1; \pm 2$.

Порог d выбран при вероятности ошибки первого рода (выделения ложной аномалии) $\alpha = 5\%$ из известных таблиц [2,5]. Вычисление значений μ проводилось по составленной программе на ЭВМ при параметрах окна $m = 5; N = 3; \theta = 0; \theta = \pm 1; \theta = \pm 2$.

Перемещая окно размером 3×5 точек сначала вдоль простирания профилей с шагом в один пикет, а затем вкрест простирания с шагом, равным расстоянию между ними и для каждого из них, вычислив значения μ , получим непрерывную оценку μ по всей площади съёмки.

На рис. 1 представлены результаты статистической обработки данных ВП. Аномальные участки выделялись по максимальным значениям μ , учитывая наклон окна $\theta = \pm 1$, где значения μ выше порогового. Имея в виду то, что метод ВП является основным при поисках и разведке рудных проявлений на Анкадзорском месторождении, при комплексной интерпретации результатов статистической обработки геофизических данных в основу приняты аномальные участки, полученные при обработке данных ВП способом самонастраивающейся фильтрации.

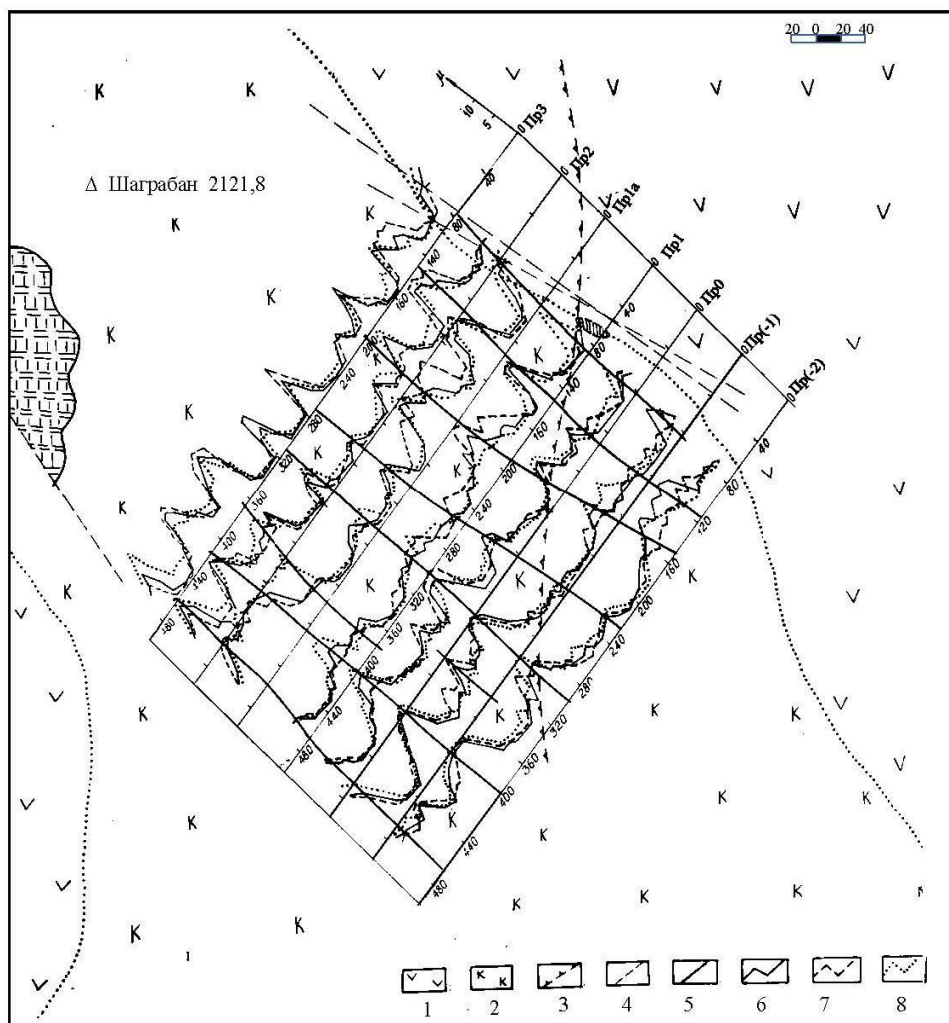


Рис.1 Участок “Назoi- Юрт” Анкадзорского месторождения. Результаты статистической обработки данных по методу ВП: 1 – порфириты; 2 – вторичные кварциты; 3 – тектонические нарушения; 4 – рудные зоны по геологическим данным; 5 – предполагаемые рудные зоны по результатам фильтрации данных ВП. 6 – Кривые μ для нулевого ($\theta = 0$); 7 – отрицательного ($\theta = -1$); 8 – положительного ($\theta = +1$) наклонов окна.

В результате интерпретации данных способом самонастраивающейся фильтрации на участке выделены пять аномальных зон. По результатам статистической обработки они хорошо прослеживаются по всем профилям наблюдений.

В результате исследований:

а) определены оптимальные параметры окна при обработке полевых данных ВП способом самонастраивающейся фильтрации, выделены и уточнены направления аномальных зон;

б) по значениям взаимокорреляционных функций (ВКФ) рассчитано, что для $B_H(\lambda_0) > 0,5$ достаточно задать $N=3$, а по АКФ вычислен параметр $m=5$;

в) способ самонастраивающейся фильтрации позволил выявить слабые аномальные зоны, связанные с рудной минерализацией, дополнительные к ранее установленным, а также увеличить глубинность и разрешающую способность метода вызванной поляризации.

Список литературы

1. Бадалян С.В., Карапетян К.А. Применение корреляционного анализа при обработке геофизических данных на Анкадзорском месторождении / Разведочная геофизика в Армении, 1987. С. 51–56.
2. Большев Л.Н., Смирнов Н.В. Таблицы математической статистики. М.: Недра, 1965. 464 с.
3. Геворкян В.М., Гольденберг Г.Н. О геологическом строении и перспективах медного оруденения Анкадзорского рудного поля // Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, Т. XXV, 1972. С. 47–54.
4. Лукина О.П., Никитин А.А. Оптимальный алгоритм обнаружения аномалий на фоне коррелированных помех при площадных геофизических съёмках // Изв. вузов, Геология и разведка, №12, 1976. С. 116–123.
5. Никитин А.А. Теоретические основы обработки геофизической информации. М.: Недра, 1986. 342 с.
6. Петров А.В., Никитин А.А. Многомерные аналоги способов обратных вероятностей и самонастраивающейся фильтрации // Изв. Вуз-ов, Геология и Разведка, №2, 1989. С. 82–86.
7. Тархов А.Г., Бондаренко В.В., Никитин А.А. Комплексирование геофизических методов. М.: Недра, 1982, 292 с.
8. Kendall M.G., Stuart A. The advanced theory of statistics. Hafner Publ. Co., New York, 1966. 552 p.
9. Krumbain W.S., Kauffman M.E., McCammon R.B. Models of geologic Processes. American geological institute, Washington, D.C., 1969. 153 p.
10. Miller R.L., Kahn J.S. Statistical analysis in the geological sciences. John Wiley and Sons, New York, 1962.
11. Morrison D.F. Multivariate statistical methods. McGraw Hill, New York, 1967. 338 p.

АНАЛИЗ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СЕЙСМИЧНОСТИ ТЕРРИТОРИИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МАЛОГО КАВКАЗА

Г.А. Мкртчян, Э.Г. Геодакян

Институт Геофизики и инженерной сейсмологии НАН РА, г. Гюмри

e-mail: MGohar56@mail.ru

Рассматривается пространственное распределение сейсмичности территории юго-восточной части Малого Кавказа с географическими координатами: $39^{\circ}00' \div 40^{\circ}50' \text{N}$ и $45^{\circ}30' \text{E} \div 47^{\circ}50' \text{E}$. При проведении данного исследования нами были использованы различные каталоги землетрясений, на основе которых был составлен сводный электронный каталог землетрясений, охватывающий всю территорию Арцаха. Территория Арцаха занимает, главным образом, северо-восточную часть горной области Южного Кавказа, известного в геологической литературе как Малый Кавказ [1]. Как правило, изучение сейсмичности разделяется на два периода – исторический и инструментальный. Историческая сейсмичность основывается на информации, собранной из разных литературных и архивных источников [4]. Организация инструментальных наблюдений относится к началу 20 века, когда появились первые сейсмические станции для регистрации землетрясений. Представленный на рис. 1 график распределения землетрясений по времени и магнитуде для разных периодов наблюдения показывает неоднородность представительности данных каталога по магнитуде: для исторического периода от РХ (Рождество Христово) до 1900 г. Представительная магнитуда $M \geq 6.5$, для ранне-инструментального периода с 1900 г. до 1962 г. – $M \geq 4.6$, а для современно-инструментального периода наблюдения с 1962 г. до наших времён отмечается более низкий представительный уровень магнитуды.

Следует отметить, что на рис.1 деления горизонтальной оси графика выбраны разные, что связано с большой разницей охвата периодов наблюдения (более 4000 г. до РХ, 1900 год с РХ и более, 120 год для инструментального периода наблюдений).



Рис.1. Распределение землетрясений по времени и магнитуде.

Анализ пространственного распределения эпицентров землетрясений для разных периодов наблюдения, указанный на рис. 2. показывает, что это распределение неравномерное.

Как северные территории Арцаха, так и прилегающие к нему восточные и юго-восточные регионы являются зонами более высокой сейсмической опасности.

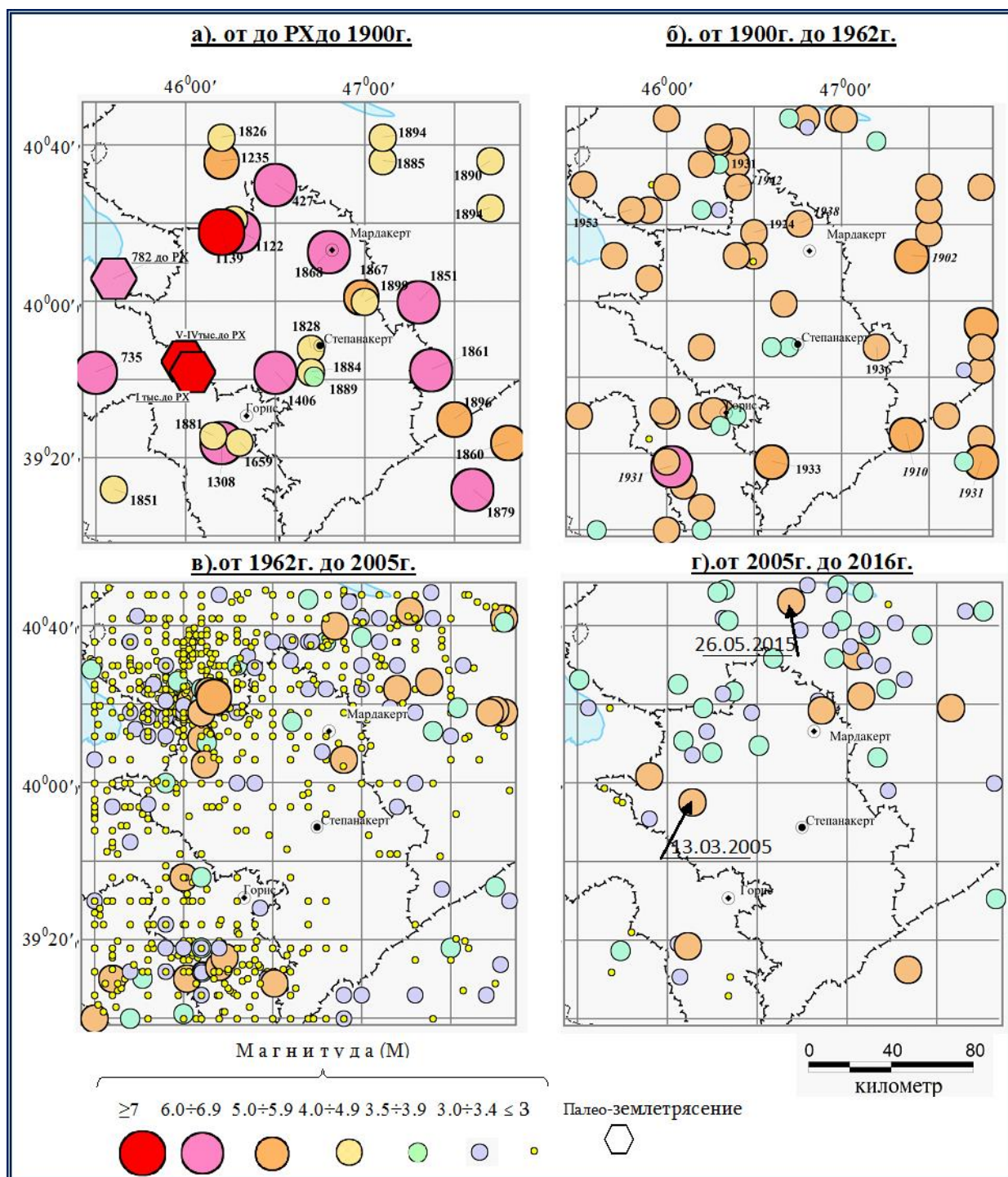


Рис.2. Пространственное распределение землетрясений, происходивших в период от РХ до 2016 г. по магнитудным группам и период наблюдений. Пояснения в тексте.

На северной части изучаемой территории расположены очаговые зоны Арцахского 427 г. с магнитудой $M=6.7$ и Гандзакского разрушительного 1139 г. с магнитудой $M=7.3$ землетрясений (рис.2а). Важным обстоятельством является факт выявления А. Караханяном [2,10] двух сильнейших палеоземлетрясений с магнитудой $M \geq 7.5$, произошедших в изучаемом регионе в период V–IVтысячелетий и в конце I тысячелетия до РХ (рис.2а). Этот факт, по всей вероятности, может свидетельствовать о высокой сейсмической опасности Арцаха [3, 7]. Пространственное распределение эпицентров землетрясений ранне-инструментально-

го периода (рис.2б) показывает, что эпицентры землетрясений со средней магнитудой по территории распределены неравномерно. В основном они расположены на северной территории: Зурнабадское зем. 1927 г. с магнитудой $M=4.8$, Аджикендское 1938 г. с $M=4.4$, Михайлово-Аджикендское 1942 г. с $M=4.6$ и др. На юго-востоке Гекчайское 1902 года с магнитудой $M=4.9$, Сабирабадское 1934 г. с $M=4.9$, Южно-Азербайджанские 1940 г. и 1931 г. с $M=4.9$ и др.. На юго-западе Зангезурское землетрясение 1931 г. с $M=6.3$ и др.. В современно-инструментальный период наблюдается рассеянное поле распределения эпицентров по всей территории (рис. 2в). Наиболее плотным распределением отличаются северные территории Арцаха [5, 8, 12].

Рассматривалась сейсмичность территории Арцаха за период от 2005 до 2015 года на основе сейсмологической базы данных Европейского Средиземноморского Сейсмологического Центра (EMSC) [9, 11]. Построена карта пространственного распределения эпицентров землетрясений по магнитудным группам, указанным на карте (рис.2г). Отметим, что сейсмичность в последнее десятилетие можно считать умеренной: максимальная магнитуда землетрясений составила $m_l=4.7$, количеством две (13.03.2005 г., $m_l=4.7$, $\varphi=39,92^{\circ}N$ и $\lambda=46.14^{\circ}E$ и 26.05.2015г., $m_l=4.6$, $\varphi=40,77^{\circ}N$ и $\lambda=46.69^{\circ}E$). Анализ пространственного распределения сейсмичности в период от 2005 до 2015 г. показывает, что по всей территории эпицентры распределены неравномерно – в основном накоплены в северной части исследуемого региона (как и на рис.2а,б,в), в области сейсмоактивных зон Памбак-Севанского (PSSF) и Мардакертского (MF) глубинных разломов [2, 10].

Результаты исследований пространственного распределения сейсмичности дают возможность сделать следующие выводы:

- исследуемая территория со всех сторон окружена неравномерно распределёнными очагами сильных землетрясений;
- сильнейшие землетрясения происходили, в основном, в историческом прошлом;
- северная часть исследуемой территории, а также восточные и юго-восточные области, являются зонами наиболее высокой сейсмической опасности, при этом северные территории отличаются не только сейсмической опасностью, но и высокой сейсмической активностью;
- сейсмичность в последнее десятилетие можно считать умеренной: максимальная магнитуда землетрясений составила $m_l=4.7$.

Список литературы

1. Габриэлянц Г.А., Джрбабян Р.Т. Геология и минеральные ресурсы Нагорно-Карабахской республики. Ереван: Степанакерт, 2011, 286 с.
2. Караханян А. Сеймотектоника и сейсмическая опасность. Детальное районирование территории Нагорно-Карабахской республики. Микрорайонирование городов Степанакерт и Шуши // Отчёт научно-исследовательской компании "Теориск", Ереван, 1998.
3. Геодакян Э.Г., Мкртчян Г.А. Оценка сейсмической опасности юго-восточной части Малого Кавказа // Проблемы сейсмологии в Узбекистане, N7, Инс. сейсмологии им. Г.А.Мавлянова Академии Наук Республики Узбекистан. Ташкент, 2010. С. 41–45.
4. Мкртчян Г.А. Анализ сейсмического режима НКР // Сборник научных трудов конференции, посвящённой 50-летию основания ИГИС НАН РА им. академика А.Г. Назарова. Гюмри, 2011. С. 118–128. (на арм.)
5. Мкртчян Г.А. Временное и энергетическое распределение сейсмичности территории юго-восточной части Малого Кавказа // Труды V Кавказской международной школы-семинара молодых учёных, «Сейсмическая опасность. Управление сейсмическим риском на Кавказе». Владикавказ, 2013. С. 88–93.
6. Мкртчян Г.А. Пространственно-временное и энергетическое распределение сейсмичности территории НКР // Сб. научных трудов 1-ой международной научной конференции молодых учёных, посвящённой 70-летию основания НАН РА. Ереван, 2013. С. 235–242.
7. Мкртчян Г.А., Овсепян Н.В. Результаты исследований макросейсмических наблюдений сильнейших землетрясений юго-восточной части малого Кавказа // Сб. материалов III Всероссийской

молодёжной геологической конференции «Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий». Уфа, 2015. С. 39–43.

8. *Мкртчян Г.А.* Картирование сейсмической активности территории юго-восточной части Малого Кавказа // Материалы IV Всероссийской молодёжной геологической конференции «Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий». Уфа, 2016. С. 304–308.

9. *Мкртчян Г.А.* Сейсмичность территории юго-восточной части Малого Кавказа за период 2005–2015 гг. // XX Всероссийская конференция с международным участием «Глубинное строение, минерагения, современная геодинамика и сейсмичность Восточно-Европейской платформы и сопредельных регионов». Воронеж 2016. С. 248–252.

10. *A. Karakhanian.* Active faults and strong earthquakes of the Armenian Upland, Historical and Pre-historical Earthquakes in the Caucasus. Kluwer Academic Publishers, 1997. P.181–187.

11. EMSC (European Mediterranean Seismological Centre). <http://www.emsc-csem.org>.

12. *Mkrtchyan G.* Spatio-temporal distribution of seismicity of the lesser Caucasus South-Eastern part. 10th International Conference "PROBLEMS OF GEOCOSMOS" Book of Abstracts St. Petersburg: Petrodvorets, 2014. P. 94–95.

ОЦЕНКА ОСНОВНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК АФТЕРШОКОВЫХ ПРОЦЕССОВ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА

Мкртчян М.А., Геодакян Э.Г.

*Институт геофизики и инженерной сейсмологии им. академика. А.Г. Назарова
Национальной Академии Наук Республики Армения, г.Гюмри
e-mail: mary-mary-86@mail.ru, geodakyan.e@mail.ru*

Как правило, все сильные и разрушительные землетрясения сопровождаются многократно повторяющимися толчками–афтершоками, которые по своим интенсивностям уступают главному толчку. Афтершоки – разнотипность группирующихся сейсмических событий по времени и пространству, явления, которые обусловлены резким ростом перераспределённых напряжений в очаговой зоне сильных землетрясений. Еще в 1894 г. Японский учёный Омор выдвинул гипотезу, согласно которой интенсивность затухания афтершокового процесса во времени происходит по закону гиперболы [11]. Развивая эту гипотезу, Утсу показал, что в единицу времени затухание афтершокового процесса происходит в степенном виде. [12]. В последнее время развитие сейсмологических исследований афтершоковых процессов и образование на их основе новой модифицированной модели закона Омора–Утсу, дают возможность осуществить переход от реализованных ранее формальных статистических анализов к выявлению физического смысла происхождения этого природного явления и закономерностей их формирования [15]. Научный интерес изучения афтершокового процесса заключается в том, что он дает возможность изучить как и в каких объёмах горных пород происходят процессы разрушения очаговых зон, характерные им пространственно-временные закономерности, а также даёт возможность выявить напряжённо-деформационное состояние сейсмоактивного разрыва и физико-механические свойства геологической среды и их локальные неоднородности [2, 6, 13].

Такие исследования крайне актуальны для сейсмоактивного и сейсмоопасного Кавказского региона, поскольку изучены только лишь сильнейшие землетрясения Спитака (07.12.1988 г., $M=7.0$) и Рачи (29.04.1991 г., $M=7.0$).

В данной работе поставлена задача оценить основные параметры афтершоковых процессов сильных землетрясений Кавказа.

Закон Омора–Утсу, который является одним из достаточно обоснованных законов сейсмологии, показывает, что затухания афтершоковых процессов в единицу времени происходят по степенному закону и имеет следующий модифицированный вариант [8].

$$\lambda(t) = K \cdot (c + t_0)^{-p} \quad (1)$$

В этом выражении $\lambda(t)$ – частота афтершоков в пределах единичного интервала времени, t_0 – момент основного толчка, величины K , p , c являются основными параметрами, характеризующими афтершоковый процесс.

Вообще, степенные законы характерны многим критическим явлениям, которые происходят в сложных системах при переходных этапах, характеризуясь как детерминистический хаос [6].

Собирая и систематизируя исходящие параметры основного толчка и его последующих афтершоков сильных землетрясений Кавказа из мировых (NEIC, CMT), региональных (EMSC), республиканских (NSSP) сейсмических базовых центров, был создан сводный электронный каталог основных параметров 17 землетрясений с $M>5.5$ и их афтершоков. Создана карта пространственного распределения эпицентров этих землетрясений (рис.1).

На эпицентральной карте приведены те сегменты сейсмоактивных разломов Кавказского региона, на которых расположены очаговые зоны этих землетрясений со стереографическими изображениями их очаговых механизмов. Значения основных параметров приведены в табл. 1.

С нашей стороны оценены и в табл. 1 дополнены количественные значения динамических параметров (сброшенных напряжений, высвобожденной сейсмической энергии, сейсмического момента и геометрических размеров разрыва очага), которые являются важней-

шими характеристиками для изучения афтершокового процесса. Приведённые на рис.1 количественные значения скалярных сейсмических моментов (M_0), дополненных в таблице 1, были взяты из электронного каталога Гарвардского университета [15].

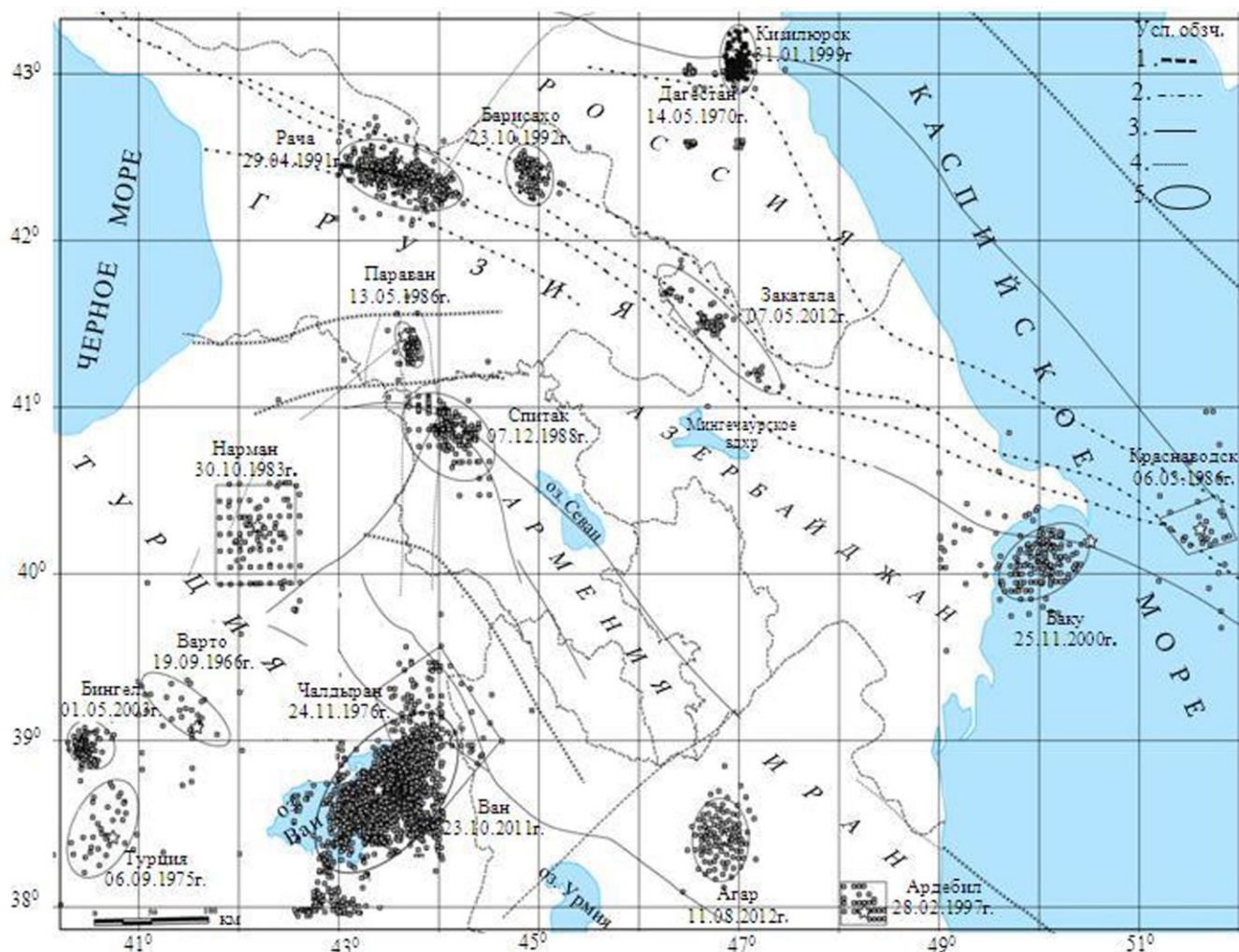


Рис.1 Карта распределения эпицентров, механизмов и афтершоковых полей $M > 5.5$ сильных землетрясений 1966÷2017 гг. Кавказского региона: 1 – глубинные разломы I порядка, 2 – разломы II порядка, 3 – коровые разрывные нарушения I порядка, 4 – коровые разрывные нарушения II порядка, 5 – контур афтершокового поля.

Геометрические размеры разрыва очага оценены предложенными со стороны Ризниченко зависимостями длины L и ширины W очага от магнитуды M землетрясения [1].

$$\begin{cases} L = 10^{0,44 * M_s - 1,29} \\ W = 10^{0,4 * M_s - 1,45} \end{cases} \quad (2)$$

Высвобожденная сейсмическая энергия была рассчитана по формуле Раутиана, а выделенные напряжения для землетрясения были оценены зависимостью, предложенной Канамори (3).

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} \cdot M_0 \cdot \left(\frac{\pi}{S}\right)^{\frac{3}{2}} \quad (3)$$

где $\Delta\sigma$ – выделенные напряжения,
 M_0 – сейсмический момент,
 S – площадь поверхности разрыва.

Таблица 1

Основные параметры сильных землетрясений Кавказского региона

	Назв. Земл	День/месяц/год	ч/м/с	Географические координаты		Глубина Н(км)	Магнитуда		Сейсм. момент Мо (дин·см)	Энергия Es(Дж)	Геометрические параметры очага землетрясения		Сброш. напряжение $\Delta\sigma$ (бар)
				φ	λ		M _W	M _s			L(км)	W(км)	
1	Варго	19.08.1966	12:22:11	39.15	41.55	26	6.6	6.5	8.25E+25	7.59E+15	37.15	14.13	2.00E+01
2	Дагестан	14.05.1970	18:12:24	43.12	46.97	13	6.7	6.6	1.13E+26	1.15E+16	41.11	15.49	2.00E+01
3	Турция	06.09.1975	9:20:12	38.5	40.7	32	6.7	6.6	1.13E+26	1.15E+16	41.11	15.49	2.00E+01
4	Чалдыран	24.11.1976	12:22:16	39.05	44.04	22	7	7	4.16E+26	3.98E+16	61.66	22.39	2.00E+01
5	Нарман	30.10.1983	4:12:37	40.35	42.18	12	6.6	6.5	8.70E+25	7.59E+15	37.15	14.13	2.00E+01
6	Красноводск	06.03.1986	0:05:49	40.2	51.6	35	6.5	6.4	6.39E+25	5.01E+15	33.57	12.88	2.00E+01
7	Парвана	13.05.1986	8:44:05	41.47	43.67	15	5.8	5.5	4.96E+24	2.75E+14	13.49	5.62	3.00E+01
8	Спитак	07.12.1988	7:41:00	40.9	44.2	15	6.8	6.7	1.60E+26	3.98E+16	45.5	16.98	2.00E+01
9	Рача	29.04.1991	9:12:59	42.49	43.65	10	7	6.9	3.34E+26	3.98E+16	55.72	20.42	2.00E+01
10	Барисахо	23.10.1992	23:09:49	42.43	45.08	33	6.4	6.3	4.93E+25	3.31E+15	30.34	11.75	2.00E+01
11	Ардебил	28.02.1997	12:57:24	37.95	48.2	15	6.1	5.9	1.73E+25	9.55E+14	20.23	8.13	3.00E+01
12	Кизилюрск	31.01.1999	5:07:17	43.12	46.97	33	5.7	5.4	4.46E+24	1.82E+14	12.19	5.13	3.00E+01
13	Баку	25.11.2000	18:09:15	40.14	50.5	30	5.8	5.5	5.27E+25	2.75E+14	13.49	5.62	2.00E+01
14	Бингел	01.05.2003	0:26:47	39.1	40.5	40	6.4	6.4	6.09E+25	3.31E+15	33.57	12.88	2.00E+01
15	Ван	23.10.2011	16:16:15	38.75	43.36	12	7.2	7.1	6.27E+26	9.12E+16	68.23	24.55	2.00E+01
16	Закагала	07.05.2012	4:40:27	41.5	46.65	10	5.9	5.6	7.10E+24	1.20E+14	14.93	6.17	3.00E+01
17	Агар	11.08.2012	12:23:18	38.41	46.81	10	6.3	6.2	3.16E+25	3.31E+15	27.42	10.72	2.00E+01

В качестве основных характеристик афтершокового процесса приняты длительность афтершока, площадь афтершокового поля, число зарегистрированных афтершоков, значение магнитуды наиболее сильного афтершока, соотношения сейсмических энергий основного и суммарной энергии всех афтершоков и значения коэффициента графика повторяемости афтершоков землетрясения γ [3].

Для определения длительности афтершокового процесса (Т), общего числа афтершоков, площади афтершокового поля (D) был использован метод «пространственно-временное окно» Кнопова, в основе которого поставлены следующие параметры [5],

$$t_0 < t < t_0 + T, \quad |g - g_0| < D, \quad M < M_0, \quad (4)$$

где t_0 – время очага,

$(g - g_0)$ – расстояние между основным очагом и рассмотренным афтершоком,

M_0 – магнитуда основного толчка,

T – вес промежутков времени афтершокового процесса,

D – максимальная пространственная дистанция всего афтершокового процесса,

причём значения T и D зависят от магнитуды основного толчка следующими аналитическими связями [7]

$$\lg D = a_1 + b_1 \cdot M, \quad \lg T = a_2 + b_2 \cdot M \quad (5)$$

Кроме полученных аналитической зависимостью значений площадей D афтершокового поля, с применением программного пакета Mapinfo Professional осуществлён расчёт фактических значений площадей афтершоковых полей [4].

Высвобожденная кумулятивная сейсмическая энергия была определена способом суммарной сейсмической энергии, выделяемой каждым афтершоком, которая сопоставлена с сейсмической энергией, высвобожденной при основном землетрясении. Количественные оценки описанных вышеприведённых характеристик афтершоковых процессов приведены в таблице 2.

Таблица 2

Количественные значения основных характеристик афтершоковых процессов сильных землетрясений

N (по табл.1)	Количество афтершоков	γ	$\Sigma E_{\text{аф.}}(\text{Дж})$	$E/\Sigma E_{\text{аф}}$ (%)	$M_{(\text{аф.})}$	T(суток)	D (км ²)	
							По аналитической зависимости	По расчетным данным
1	32	0.8	3E+15	60	6.3	936	2818	1938
2	133	0.43	1.3E+14	1.5	5.5	824	3548	1078
3	38	-	2E+14	1	5.2	869	3548	2890
4	348	0.57	1.9E+14	0.5	5.5	955	7079	7069
5	322	0.54	2E+14	4	5.7	869	2818	4345
6	35	0.47	4.1E+13	1.4	5	714	2239	1484
7	280	0.42	4E+11	0.5	3.8	319	447	458
8	1289	0.42	2E+14	0.5	5.7	961	7079	3354
9	820	0.6	3.4E+15	11	6.2	961	7079	3468
10	142	0.7	2.2E+14	11	5.5	824	1778	1245
11	173	0.47	1.5E+13	3.8	4.9	591	891	1132
12	400	0.5	2.8E+12	5.6	5.1	283	355	1078
13	360	0.5	3.4E+12	175	6.2	771	447	2822
14	175	0.55	1E+15	33	5.9	771	1778	1032
15	6865	0.58	1.9E+15	3.1	6	967	11220	8919
16	62	0.69	1.4E+14	140	5.5	319	282	3271
17	112	0.55	2.3E+15	230	6.3	771	1778	2145

Основные характеристики афтершоковых процессов, оценённые с нашей стороны, являются основой для следующего этапа осуществления исследований, направленных на выявление пространственно-временных закономерностей распределения афтершоков 17 сильнейших землетрясений Кавказского региона.

Список литературы

1. *Добровольский И.П.* Теория подготовки тектонического землетрясения. М.: Наука, 1991. 224с.
2. *Пшенин К.В.* Механизм возникновения афтершоков и неупругие свойства земной коры. М.: Наука, 1965. 87с.
3. *Ризниченко Ю.В.* Избранные труды. Проблемы сейсмологии. М.: Наука, 1985. 405 с.
4. *Шенгелая Г.Ш., Папалашвили В.Г., Махарадзе Р.К.* Первый каталог землетрясений Кавказа, составленный по программе "ГИПОЦЕНТРИЯ-ГМ" и некоторые вопросы современной геодинамики эпицентральной зоны Рача-Имеретинского землетрясения // Тбилиси: МЕЦНИЕРЕБА, 1995. 129 с.
5. *Арефьев С. С., Аптекман Ж. Я., Акимина Т.В., Габсатарова И.П., Геодакян Э.Г.* Каталог афтершоков Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 г. // Физика Земли, №11, 1991. С.60–73.
6. *Мкртчян М.А., Саакян Б.В., Геодакян Н.Э.* Афтершоковые процессы сильных землетрясений на южном склоне центральной части Большого Кавказа// XVIII-ая Уральская молодёжная научная школа по геофизике: сб. науч. материалов. Пермь: ГИ УрО РАН, 2017. С. 139–143.
7. *Молчан Г. М., Дмитриева О. Е.* Идентификация афтершоков: обзор и новые подходы // Современные методы интерпретации сейсмических данных. Вычисл. сейсмология, Вып. 24, 1991. С. 19–50.
8. *Шебалин П. Н.* Афтершоки как индикаторы напряженного состояния в системе разломов // Доклады академии наук, № 2, Т. 398, 2004. С. 249–254.
9. *Gardner J. , Knopoff L.* Is the sequence of earthquakes in S. California with aftershocks removed removed Poissonian? Yes //Bull. Seismol. Soc. Amer. 1974. V. 64. №5. P. 1363–1367.
10. *Holschneider M., Narteau C, Shebalin P., Peng Z, and Schorlemmer D.* Bayesian analysis of the modified Omori law// Journal of geophysical research. 2012. V. 117. BXXXXX. doi:10.1029/2011JB009054.
11. *Kanamori B.H. Anderson D. L.* The oretical basis of some empirical relations in seismology //Bull. of the Seismol. Soc. of Amer. 1975. Vol. 65. №. 5. P. 1073–1095.
12. *Narteau C., Shebalin P., Holshneider M.* Temporal limits of the power law aftershock decay rate// J. Geophys. Res. 2002. V. 107. № B12. P. 2359–2372.
13. *Omori F.* On the aftershocks of earthquake // J.ColloidSci.Imp.Univ. Tokyo. 1894.V.7. PP. 111–200
14. *Utsu T., Seki A.* A relation between the area of aftershock region and the energy of main shok // J. Seism. Soc. Japan. 1954. Vol. 7. P. 233–240.
15. *Yang W., Ben-Zion Y.* Observational analysis of correlations between aftershock productivities and regional conditions in the context of a damage rheology model./ Geophys. J. Int., 2012. P. 481–490.

ВИЗУАЛИЗАЦИЯ ДАННЫХ КАРОТАЖА В ГОРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИОННОЙ СИСТЕМЕ «MICROMINE» (НА ПРИМЕРЕ НАКЫНСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ)

А.В. Новопашин

*Научно-исследовательское геологическое предприятие АК «АЛРОСА» (ПАО), Мирный,
e-mail: NovopashinAV@alrosa.ru*

Внедрение программного обеспечения (ПО) Micromine на предприятиях ГРК «АЛРОСА» позволило задействовать функциональный потенциал этой программы в решении широкого круга информационно-аналитических задач алмазопроисковой геологии [4, 5], в том числе и для трёхмерного картирования данных документации геофизического каротажа.

Основным преимуществом использования горно-геологической информационной системы (ГГИС) Micromine является возможность трёхмерного (3D) моделирования геологических объектов. Так, исходные данные геофизического каротажа описываются в системе прямоугольных координат x, y, z , следовательно, их рационально представлять в виде трёхмерных моделей. В отличие от традиционных карт, имеющих вид плана/разреза, объёмные модели открывают дополнительные перспективы для анализа данных, поскольку позволяют формировать реалистичные, удобные для восприятия, отображения геологического строения и атрибутивных характеристик среды (геофизических, литостратиграфических и др.).

Визуальный анализ информации в трёх измерениях, включающий идентификацию, выбор проекций и получение разрезов, упрощает поиск пространственных закономерностей в распределении анализируемых данных. Наряду с этим, возможность создания поверхностей, структур и блочных объектов по объёмной модели позволяет эффективно осуществлять интерпретацию данных.

Таким образом, в зависимости от типа решаемой задачи трёхмерное картирование геолого-геофизических материалов может сопровождаться созданием погоризонтных планов, систем геологических разрезов, блочных объектов. Также может использоваться функция выноски отметок, интервалов и графиков вдоль ствола скважины. В качестве примера можно привести результаты картирования стратиграфических интервалов и данных гамма-каротажа зоны диагонального разлома Накынского кимберлитового поля (НКП) (рис. 1).

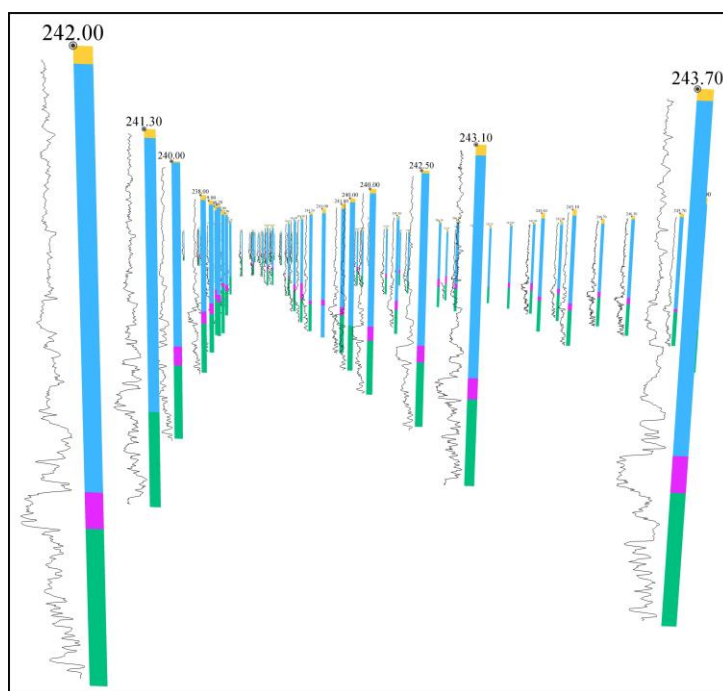


Рис.1. Трёхмерная визуализация данных документации керна скважин и гамма-каротажа (зона рудовмещающего разлома НКП)

Изображение получено путём создания базы данных скважин Micromine и с привлечением авторских программных средств, позволивших автоматизировать процесс сбора информации. В качестве исходных данных использовались материалы Виллойской геологоразведочной экспедиции АК «АЛРОСА».

Такое представление позволило, в частности, оперативно проверить материалы итоговой документации по керну и ГИС на предмет их сходимости и выявить ряд ошибок и несоответствий в исходных данных. Важно отметить, что решить подобную задачу, используя традиционные карты в виде планов/разрезов сложнее.

Помимо графического отображения данных в трёхмерной среде и визуальной проверки и сопоставления данных, программный пакет ГГИС позволяет создавать каркасы по различным атрибутам горных выработок (содержание, стратиграфия, литология, данные технологической минералогии, данные скважинной геофизики и пр.). Внутри таких каркасов могут быть созданы блочные модели по заданным атрибутам. Вместе с тем, распределение атрибутивных значений по горным выработкам (скважинам, шурфам, шахтам и т.д.) в пространстве может быть описано определёнными статистическими или математическими моделями. Эти и другие модели, полученные методом обработки данных в программном пакете ГГИС, могут дать качественно новую геолого-генетическую информацию.

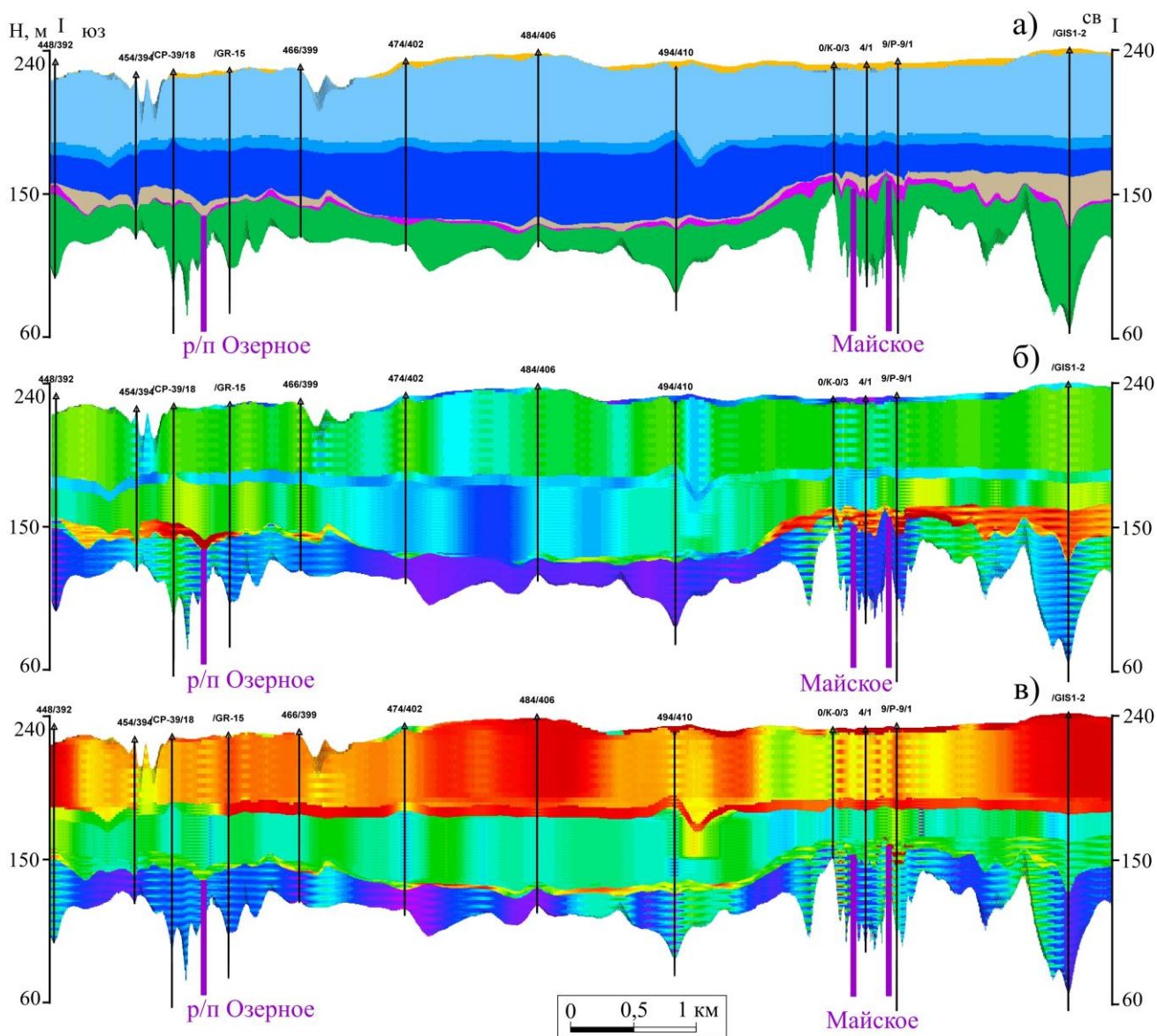
В качестве примера можно привести модельные разрезы (рис. 2): структурно-тектонический (рис. 2а), общей радиоактивности (рис. 2б) и магнитных свойств выделенных подразделений (рис. 2в). Данные разрезы получены по блочной модели, где каждой элементарной единице модели (блоку) присваивался либо тип стратиграфического подразделения, либо средняя величина измеренных значений ГИС по пласту. Интерполяция значений осуществлялась индивидуально для каждого пласта, чтобы данные с сопредельных толщ не влияли на интерполируемое значение.

В данном случае расчёт средних значений для выборочных совокупностей данных каротажа позволяет получить обобщающие геофизические характеристики различных стратиграфических подразделений [1].

При анализе рассматривались только те интервалы, для которых имелась информация по измерениям ГИС. Поэтому, если для отдельно взятой скважины запись измерений осуществлялась не от устья, или глубина скважины резко отличается от соседних точек наблюдений, то на разрезе могут проявиться характерные провалы, которые не отражают истинного положения горных пород, а свидетельствуют исключительно о наличии/отсутствии информации каротажа. Хотя такое представление не совсем обычно, оно позволяет оценить влияние размера выборки и/или степени углубки в карбонатные породы на осредненное значение.

На разрезы автоматически наносятся только те скважины, которые попали в окно просмотра 50×50 метров (т.е. 50 метров перед плоскостью разреза и 50 метров позади неё). Выбор таких параметров обусловлен тем соображением, чтобы скопление траекторий скважин не перекрывали изображение разреза.

Линия разреза, представленная на рис. 2, проведена вдоль простирания выявленных коренных источников. Из-за несопоставимости мощностей отложений и протяжённости профилей вертикальный масштаб увеличен в 18 раз. Анализ данных каротажа в форме таких разрезов позволил установить локальные геофизические критерии (предварительные), благоприятные для выявления погребенных кимберлитовых тел и рудоносных разломов [Проценко и др., 2018ф]. В их числе: присутствие тренда пониженных значений естественной радиоактивности для вмещающих отложений нижнего ордовика (O_1) в околоразломных зонах; наличие концентрического ореола повышенных значений естественной радиоактивности для коры выветривания (T_{2-3}) вокруг кимберлитовых тел; незначительное повышение (до нескольких десятков ед. СИ) магнитной восприимчивости кимберлитовмещающих (O_1) и дяхтарских отложений юры (J_{1dh}) в околотрубном пространстве.



Условные обозначения

четвертичные отложения (Q)

юрские отложения сунтарской свиты ($J_{1,sn}$)

юрские отложения тюнгской свиты ($J_{1,tn}$)

юрские отложения укугутской свиты ($J_{1,uk}$)

отложения дяхтарской толщи ($J_{1,dh}$)

кора выветривания (T_{2-3})

вмещающие отложения (O_1)

кимберлитовые тела:
(a) - разрез, (б) - план

скважины:
(a) - разрез, (б) - план

линия разреза

мкР/ч (шкала к разрезу б)

3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18

ед. СИ (шкала к разрезу в)

3 8 10 11 12 13 14 20 23 27 31 36 40 50 60 80

Схема размещения разреза I-I

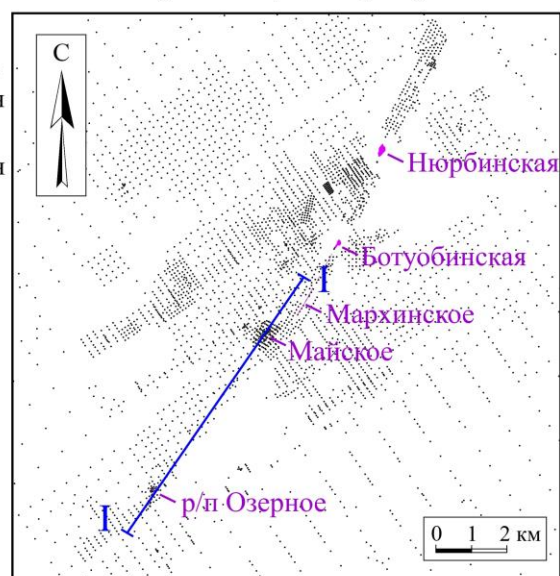


Рис. 2. Модельные разрезы в пределах НКП: а) – стратиграфический; б) – с распределением естественной радиоактивности пород; в) – с распределением магнитной восприимчивости пород.

Таким образом, графические и математико-статистические модели, выполненные в Micromine, могут быть использованы для интерпретации эволюции развития известных алмазных месторождений и рудопроявлений, как коренных, так и россыпных, а также распознавания закономерностей размещения этих месторождений и находки новых рудных тел.

Технологии 3D в решении информационно-аналитических задач алмазописковой геологии применялись и ранее [2, 3]. При этом были задействованы географические информационные системы (ГИС) ArcGIS и Surfer, которые предназначены, в основном, для картографических работ и не обладают сопоставимым функционалом трёхмерного моделирования Micromine. Соответственно, возможность создания объёмных моделей в таких программах была ограничена. Вместе с тем, опыт трёхмерного картирования показал, что ряд процедур, связанных с предварительной подготовкой данных следует проводить именно в ГИС-пакетах. Поэтому выигрышная стратегия заключается в совместном использовании ГИС и ГГИС, а также других вспомогательных программ.

Список литературы

1. Горев Н.И., Новопашин А.В., Герасимчук А.В., Проценко Е.В., Зайцевский Ф.К. Новая методика анализа геофизических данных при прогнозно-поисковых исследованиях в Накынском кимберлитовом поле (Западная Якутия) // Наука и образование, №2 (82), 2016. С. 7–15.
2. Коробков И. Г., Новопашин А. В., Коробкова А. И. Вулканотектонические структуры западной Якутии и их роль в формировании кимберлитовых полей Среднемархинского и Малоботуобинского алмазоносных районов // Изв. ВУЗов. Геология и разведка, № 5, 2011. С. 49–55.
3. Коробков И. Г. Тектоника, палеогеография и базитовый вулканизм алмазоносных районов восточного борта Тунгусской синеклизы. Иркутск: Институт земной коры СО РАН. 2015. 352 с.
4. Новопашин А.В., Шерстяных А.И. Технология трёхмерного картирования шлихоминералогических данных при поисках коренных и россыпных источников алмазов // Материалы V Всероссийской научно-практической конференции с международным участием, посвящённой 50-летию Алмазной лаборатории ЦНИГРИ - НИГП АК "АЛРОСА" (ПАО) «Эффективность геологоразведочных работ на алмазы: прогнозно-ресурсные, методические и инновационно-технологические направления ее повышения». Мирный, 2018. С. 389–390.
5. Новопашин А.В., Шмаков И.И. Технология трёхмерного картирования геолого-геофизических данных при поисках и разведке алмазных месторождений (Якутская алмазоносная провинция) // Материалы VIII Всероссийской научно-практической конференции «Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России». Т. I. Якутск, 2018. С. 221–224.

ПОЛОЖЕНИЕ МАГНИТОГОРСКОЙ ДУГИ В ДЕВОНЕ ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ

Н.П. Парфирьев

Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа

e-mail.yandex: parfirjev.nikita@yandex.ru

Изучением развития Урала занимались многие исследователи. Очень часто их мнения не совпадают по ряду проблем, среди которых – взаимные перемещения островных дуг и Восточно-Европейской платформы, время и характер их коллизии и т.п. Данные о палеогеографии Магнитогорской зоны и западного склона Южного Урала получены ещё в конце прошлого века [1, 4, 6, 8]. С тех пор изменились представления о возрасте отдельных свит и стратиграфическая схема в целом [5]. Основной целью настоящего исследования является получение новых палеомагнитных определений по породам девонского возраста западной части Магнитогорской зоны и дополнение работы И.В. Головановой, К.Н. Данукалова и др. [2]. Палеомагнитные данные, полученные по породам Магнитогорской зоны и западной части Южного Урала, дают возможность сравнить одновозрастные палеошироты и определить взаимные перемещения Магнитогорской островной дуги и восточной окраины Восточно-Европейского континента.

Магнитогорский мегасинклиниорий, активно развивавшийся в девонское время, является фрагментом Магнитогорской островной дуги. Современная структура зоны описывается как синформа, осложнённая сравнительно простыми крупными, чаще всего открытыми складками и надвигами, определяющими общую западную вергентность структур на западном крыле и восточную – на восточном, с отклонениями от этого правила во внутренних частях синформы [6]. Их стратиграфическая последовательность сохранилась в слабоизменённом виде, а разрезы вулканических комплексов девона за последние годы хорошо датированы по конодонтовой фауне. В работе приводятся результаты лабораторного изучения образцов пород, отобранных во время полевого сезона 2017 г. сотрудниками лаборатории геофизики ИГ УФИЦ РАН.

Интерпретируемые результаты получены по 3 ниже- и среднедевонским разрезам. Были изучены разрезы девонских вулканических и вулканогенно-осадочных пород в Западно-Магнитогорской зоне. В районе деревни Таксырово были отобраны пробы пиллоу-базальтов карамалыташского комплекса. На западном крыле Карамалыташской антиклинали в обнажениях бугулыгырского горизонта в районе д. Мустаево проведено опробование красных силицитов. В обнажениях в районе д. Буйды опробованы подушечные базальты среднедевонского возраста.

Для выделения компонент естественной остаточной намагниченности применялся метод температурной чистки, подразумевающий разделение вектора J_n на компоненты по их стабильности к воздействию высоких температур. По одному образцу из всех штуфов были подвергнуты ступенчатому (до 20 шагов) температурному размагничиванию вплоть до 700 °С с использованием терморазмагничивающей печи ASC Scientific TD-48, с остаточным магнитным полем в области размещения образцов не более 10 нТл. Естественная остаточная намагниченность (ЕОН) и её компоненты, выделяемые при магнитной чистке, измерялись на спин-магнитометре JR-6 (уровень шума 0.005 мА/м). В целом, лабораторные исследования согласуются с общепринятой в настоящее время методикой. Для определения направлений компонент намагниченности использовались линейные участки траекторий на диаграммах Зийдервельда. Затем компоненты анализировались на уровне коллекций (сайтов) при помощи пакета программ Р. Энкина и Ж.-П. Конье [9, 10]. Результаты палеомагнитных исследований в целом повторяют результаты И.В. Головановой, К.Н. Данукалова и др. На диаграммах Зийдервельда выделяются 2–3 компоненты намагниченности. При нагреве до 200–250 °С низкотемпературная компонента разрушается и группируется вокруг направления современного поля. Среднетемпературная компонента намагниченности выделена в некоторых из изученных сайтов. Она соответствует широко распространенному на Урале позднепалеозойскому перемагничиванию.

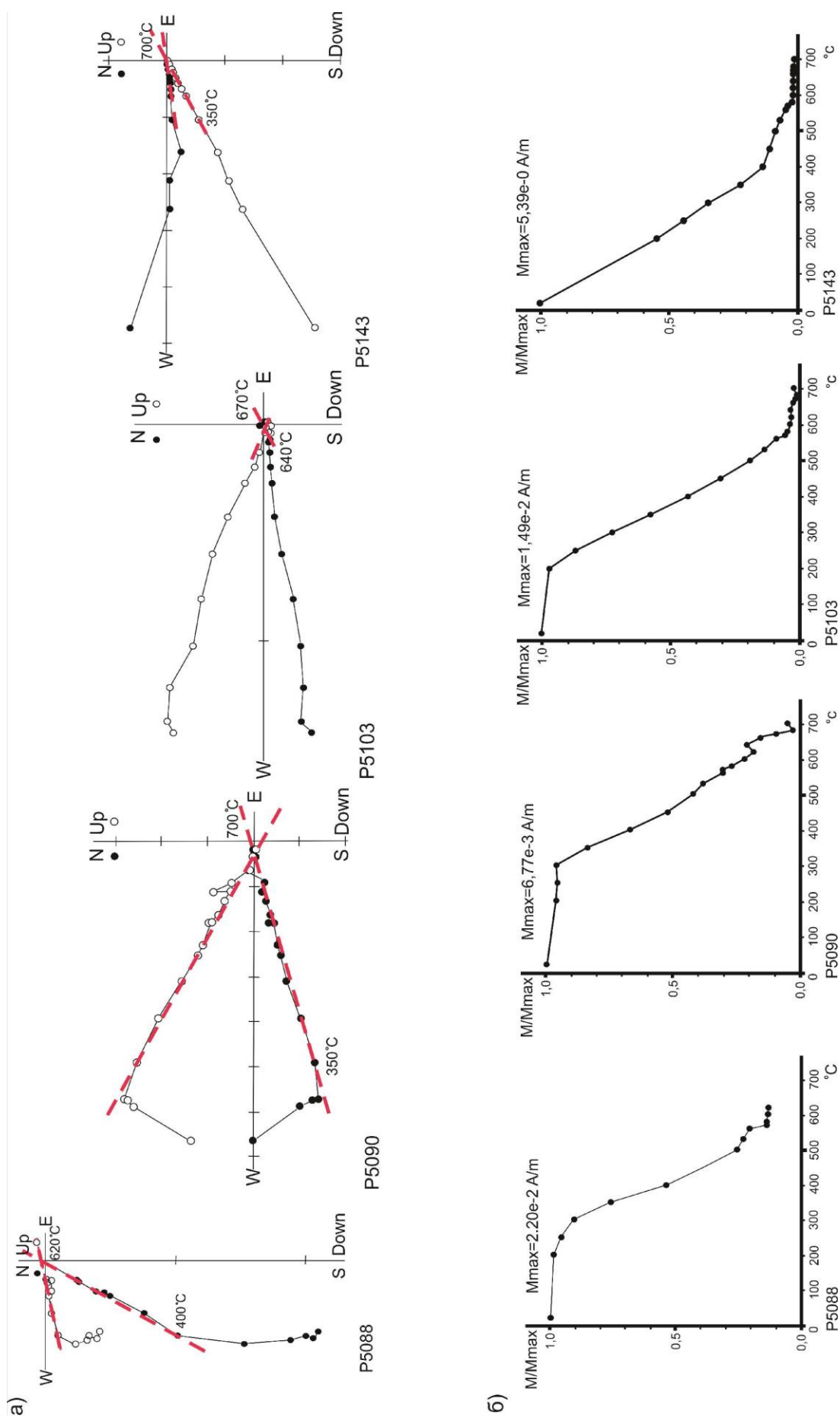


Рис. 1. Примеры диаграмм Зийдерверльда(а) и кривых размагничивания (б) для изученных девонских образцов в древней системе координат. Пунктиром показаны выделенные компоненты намагниченности. Светлые символы – проекции векторов J_n на вертикальную, тёмные – на горизонтальную плоскости. Температуры даны в °C.

Высокотемпературная компонента намагниченности, иногда биполярная, обычно идёт в начало координат. Она связана с магнетитом, реже – с гематитом (рис. 1, 2; табл.). Средние по всем сайтам направления значительно лучше группируются в древней системе координат. Тест складки, выполненный в модификации Р. Энкина [11], даёт положительный результат. Всё это позволяет считать выделенную компоненту намагниченности первичной. Общее среднее направление по всем сайтам в древней системе координат составляет $D = 254.2^\circ$, $I = -5.3^\circ$, $k = 12.4$, $\alpha_{95} = 17.8^\circ$, что неплохо согласуется с опубликованными результатами палеомагнитного изучения девонских пород Магнитогорской зоны на участке Сибай [1] и существенно дополняет полученные в лаборатории геофизики данные [2].

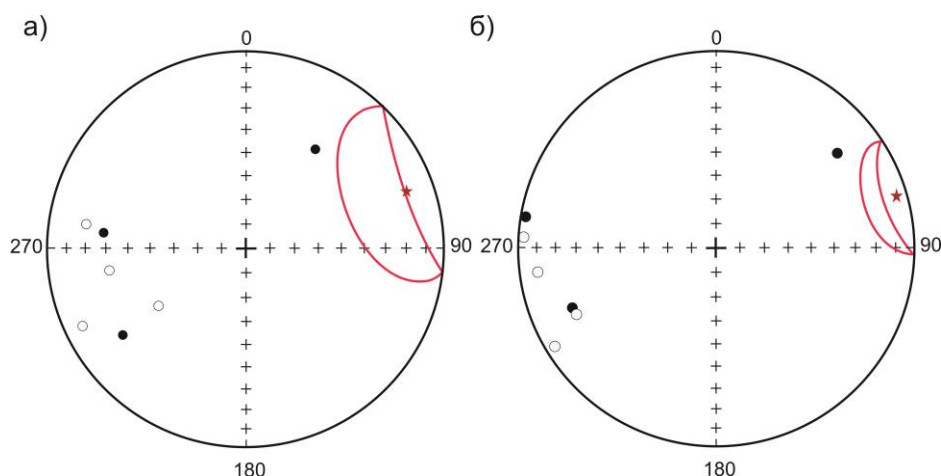


Рис. 2. Направления высокотемпературной компоненты намагниченности (ВТК) изученных девонских разрезов в современной (а) и древней (б) системе координат.

Таблица

Направления высокотемпературной компоненты намагниченности в девонских породах Западно-Магнитогорской зоны

Сайт	Возраст	Породы	n	АП/УП	ССК				ДСК			
					D	I	k	α ₉₅	D	I	k	α ₉₅
Буйды (54°15' с.ш., 59° 30' в.д.)												
P4882			8/5	270/43	244.5	-9.8	44.7	11.6	247.9	21.8	44.7	11,6
Таксырово (53°14' с.ш., 58° 37' в.д.)												
P5133	D ₂ ef ₂	базальты	8/5	244/31	276.1	28.5	33.7	13.4	272.8	-0.3	30.4	14,1
P5141	D ₂ ef ₂	базальты	16/12	335/13	235.0	25.3	3.4	27.7	238.6	-3.4	3.0	30,3
Мустаево (52°51' с.ш., 58° 21' в.д.)												
P5088	D ₂ ef ₂	яшмы	7/3	91/28	236.6	-46.4	32.9	21.8	244.5	-22.3	45.2	18,6
P5095	D ₂ ef ₂	яшмы	10/5	105/30	35.5	38.7	31.7	16.6	52.2	22.2	28.7	17,4
P5102	D ₂ ef ₂	яшмы	14/7	90/24	260.6	-30.9	21.8	13.2	262.3	-9.2	24.8	12,4
P5116	D ₂ ef ₂	яшмы	8/5	105/19	278.6	-19.9	49.4	11.0	279.0	0.3	42.3	11,9
Среднее			7		250.7	-14.6	5.1	29.8	254.2	-5.3	12.4	17.8

Примечания: n – число образцов: изучено/использовано; АП – азимут падения; УП – угол падения; ССК, ДСК, – современная и древняя системы координат, соответственно; D – склонение; I – наклонение; k – кучность; α_{95} – радиус круга доверия.

В изученных разрезах разновозрастных пород на восточной окраине Восточно-Европейского континента первичная намагниченность не сохранилась. Поэтому для оценки взаимного расположения континента и островной дуги вслед за работой [2] использованы

данные о положении полюса для палеоконтинента Балтика из работы [12], пересчитанные в палеомагнитные направления для окраины континента (точка Кага).

Вычисленная по палеомагнитному наклонению палеоширота изученной части Магнитогорской зоны составляет $-2.7 \pm 14.9^\circ$. Положение ближайшего края Восточно-Европейского континента в девонское время, вычисленное относительно палеомагнитного полюса Балтики из работы [12], соответствует палеошироте $-1.3 \pm 5.8^\circ$ для 400 млн. лет, и палеошироте $1.2 \pm 7.8^\circ$ для 390 млн. лет. Таким образом разновозрастные палеошироты Магнитогорской островной дуги и восточной окраины Восточно-Европейского континента близки, что указывает на вероятное положение Магнитогорской островной дуги недалеко от континента. Данное исследование было проведено с целью дополнения и подтверждения ранее опубликованных палеомагнитных данных по Магнитогорской зоне и Южного Урала [2]. Поставленная цель выполнена, полученные данные этого исследования согласуются с данными работы И.В. Головановой, К.Н. Данукалова и др., дополняют их и подтверждают сделанные ими выводы:

1. Пассивная окраина континента Лавруссия и близлежащая Магнитогорская дуга имели близэкваториальное положение, что подтверждается и палеоклиматологическими исследованиями (наличие барьерных рифов и др.). Положение края континента и островной дуги было близко к субширотному.

2. Положение Магнитогорской дуги по широте в нижнем и среднем девоне совсем незначительно отличалось от положения континента, и даже если учитывать довольно большие ошибки в определении широты, расстояние между краем континента и островной дугой, возможно, превышало 200 км, но вряд ли могло быть более 1000 км (скорее всего, меньше). Вывод о щелевом характере Уральского океана предполагался также ранее на основании палеовулканологических данных [7].

Исследования выполнены в рамках государственного задания № 0252-2017-0013 и частично при финансовой поддержке РФФИ (грант № 15-05-03036).

Список литературы

1. Буртман В.С., Гурарий Г.З., Дворова А.В., Кузнецов Н.Б., Шипунов С.В. Уральский океан в девонское время // Геотектоника, № 5, 2000. С. 61–70.
2. Голованова И.В., Данукалов К.Н., Пучков В.Н., Косарев А.М., Сальманова Р.Ю. Положение Магнитогорской дуги в девоне по палеомагнитным данным // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Сборник статей 12-й Межрегиональной научно-практической конференции, Уфа, 2018. С. – 85-93.
3. Голованова И.В., Данукалов К.Н., Косарев А.М., Хидиятов М.М., Баженов М.Л. Палеомагнетизм девона Магнитогорской зоны Южного Урала. Предварительные результаты // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: Материалы международной школы-семинара «Проблемы палеомагнетизма и магнетизма горных пород». Ярославль: Филигрань, 2016. С. 29–35.
4. Данукалов Н.Ф., Кондручина Л.С., Черников А.П. Палеомагнетизм палеозоя Южного и Среднего Урала. Уфа: БФАН СССР, 1983. 120 с.
5. Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 288 с.
6. Петров Г.А., Свяжина И.А. Корреляция ордовикско-девонских событий на Уральской и Скандинавской окраинах Балтики: геологические и палеомагнитные данные // Литосфера, № 4, 2006. С. 23–39.
7. Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н., Знаменский С.Е., Родичева З.И., Рыкус М.В., Сначев В.И. Вулканизм Южного Урала. М.: Наука, 1992. 197 с.
8. Bachtadse V., Tait J., Soffel H. et al. Paleomagnetism and plate kinematics of the South Urals // Europrobe workshop on Uralides. Programm and Abstracts. M., 1998. P. 23.
9. Cogné J.P. PaleoMac: a Macintosh application for treating paleomagnetic data and making plate reconstructions // Geochem. Geophys. Geosyst, 2003. V.4. №1. 1007.
10. Enkin R.I. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. Pacific Geoscience Centre. Geological Survey of Canada. 1994. 16 p.

11. *Enkin R.J.*, The direction-correction tilt test an all-purpose tilt/fold test for paleomagnetic studies // *Earth and Planetary Science Letters*, 2003. V. 212. P. 151–166.
12. *Torsvik, T.H.*, Van der Voo, R., Preeden, U., MacNiocaill, C., Steinberger, B., Doubrovine, P.V., van Hinsbergen, D.J.J., Domeir, M., Gaina, C., Tohver, E., Meert, J.G., McCausland, P.J.A., Cocks, R.M. Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics // *Earth Science Reviews*, 2012. V. 114. P. 325–368.

СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ И ТЕНЗОРНЫЙ АНАЛИЗ НАПРЯЖЁННО-ДЕФОРМАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В ОРОГЕНЕ МАЛОГО КАВКАЗА

Саакян Б.В., Оганесян А.Л.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии им. акад. А.Г. Назаров,
Национальной Академии Наук Республики Армения, г.Гюмри
e-mail: sahakyan_babken@mail.ru, haykuhi.mkrtchyan.1987@mail.ru

Горные сооружения Большого и Малого Кавказа расположены в зоне коллизии Аравийской и Скифской литосферных плит и подвергаются воздействию сложных геодинамических процессов, происходящих в земной коре этого региона. Многочисленные исследования геотектонического строения данного региона указывают на то, что Аравийская плита по двум основным шовным зонам с относительной скоростью $v = 25 \text{ мм} \cdot \text{год}^{-1}$ вклинивается в структуры Малого и Большого Кавказа, раздвигая Восточно-Черноморскую и Анатолийскую мезоплиты к западу, Южно-Каспийскую и Иранскую мезоплиты к востоку, а в расположенные в передовой зоне Аравийской плиты Южно-Армянская и Закавказская блоки подвергаются воздействию близмеридионально направленных сжимающих напряжений [2, 11]. Этими процессами обусловлена структура региональных разломов, образующая систему выпуклых к северу дуг. Анализ стереограмм механизмов очагов сильных землетрясений указывают на то, что в вершинах дуг наблюдаются движения взбросо-сдвигового типа, а соответственно западные и восточные фланги разломов представляют собой левосторонние и правосторонние сдвиги (рис.1) [5, 12].

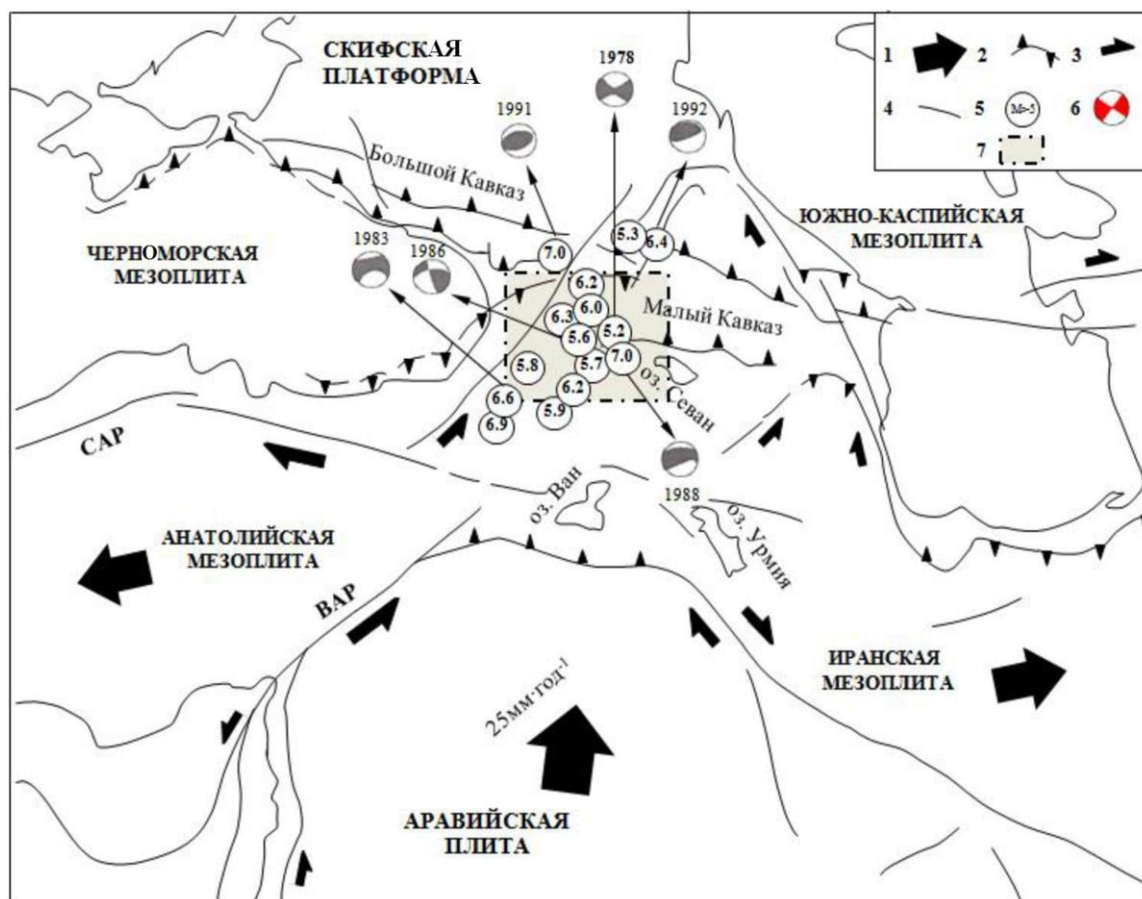


Рис. 1. Основные плитотектонические элементы Армении и сопредельных регионов:

1 – направление движения Аравийской литосферной плиты; 2 – взбросовые и сбросовые подвижки; 3 – сдвиговые подвижки; 4 – активные глубинные разломы: Североанатолийский разлом (САР) и Восточноанатолийский разлом (ВАР); 5 – эпицентры землетрясений с магнитудой $M > 5$; 6 – стереограммы известных фокальных механизмов очагов землетрясений; 7 – ороген Малого Кавказа.

Приведённые на карте глубинных разломов эпицентры сильных землетрясений, а также многочисленные инструментальные данные более слабых сейсмических событий, происходящих на территории Кавказа, показывают, что на современном этапе вся система глубинных разломов обладает высокой сейсмической активностью, отражающей сложные современные геодинамические процессы, происходящие в глубинных горизонтах земной коры. Детальные исследования современных тектонических движений по комплексу геодезических и геоморфологических данных исследуемой территории проведены со стороны Лиilienберга и Ященко в связи с изучением процессов подготовки Спитакского катастрофического землетрясения. Они выявили ряд характерных особенностей проявления геодинамических процессов в Кавказском регионе. На основе данных многократных, циклических, высококлассных, региональных нивелировок с их стороны было выявлено, что на фоне общей инверсии геодинамики в орогене Малого Кавказа наблюдаются краткопериодные (20÷30 лет) вариации вертикальных тектонических движений, которые приурочены к шовным зонам морфоструктурных блоков разного порядка. Аналогичный механизм и его взаимосвязи с вариациями сейсмичности наблюдается также для горной системы Большого Кавказа. Показано, что в пространственно-временном отношении современные вертикальные движения в этих крупных орогенах находятся как бы в противофазах: эпоха активизации сжатий и поднятий Большого Кавказа соответствует эпохе растяжений и опусканий Малого Кавказа и наоборот [1, 3, 4]. Этот важный геодинамический вывод авторы связывают с наличием одновременно действующих в регионе сменяющихся во времени механизмов сжимающих и растягивающих тектонических напряжений. Показано, что наиболее интенсивные современные вертикальные движения наблюдаются в орогене Малого Кавказа, где переход от эпохи опускания (1911/1929÷1940/1953 гг.) к эпохе поднятия (1940/1953÷1972/1974 гг.) происходит со скоростями в интервале 7÷12 мм/год [4, 10].

В настоящей работе была поставлена цель на основе сопоставительного анализа параметров фокальных механизмов (ФМ) сейсмических событий и данных современных движений земной коры (СДЗК) определить напряжённое состояние орогена Малого Кавказа и оценить численное значение сейсмотектонических деформаций.

Земная кора исследуемой территории имеет сложное сейсмотектоническое строение. Системой разноранговых и разнонаправленных активных глубинных разломов она раздроблена на отдельные блоки.

Изучения объёмных сейсмотектонических деформаций, являющихся частью общей тектонических деформации, проводилось по методике, предложенной Ю.В. Ризниченко, в основе которого заложено понятие о так называемом "сейсмическом течении" горных масс [6]. В основе этой методологии поставлены теоретические идеи оценки количественных значений вертикальных компонентов относительных сейсмотектонических деформаций с применением тензорного анализа сейсмических моментов, приведённых в (1)

$$\varepsilon_{1k} = \frac{1}{2VT\mu} \sum_{j=1}^N (M_{0ik})_j \quad (1)$$

где $V=f(S,H)$ – объём среды, выраженный произведением площади S исследуемой территории и мощности H сейсмогенного слоя; T – наблюдаемый период; $(M_{0ik})_j$ – величина сейсмического момента каждого землетрясения, попадающего в наблюдаемое пространственно-временное окно, $\mu = 3 \cdot 10^{11}$ дин · см⁻² – модуль сдвига.

Накопленное для исследуемой территории большое количество сейсмических событий, имеющих определённые параметры механизмов очагов, позволили для дальнейшего использования систематизировать и классифицировать более чем 150 землетрясений, имеющих повышенную точность определения основных и очаговых параметров [9].

Пространственное распределение этих очагов (рис.2) показывает, что с точки зрения однородности и представительности ФМ [7], сейсмостатистический анализ можно проводить только в 4-х блоках. В отдельных блоках для определения преобладающих направлений

главных осей сжимающих и растягивающих напряжений была применена известный из теории математической статистики критерий χ^2 распределения Пирсона [8].

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^m \frac{(V_i - \frac{n}{m})^2}{\frac{n}{m}} \quad (2)$$

где n – общее количество землетрясений в данном блоке, m_i ($i = 24$) – количество азимутальных секторов, V_i – количество тех землетрясений, в которых главные оси сжимающих и растягивающих напряжений находятся в данном азимутальном секторе.

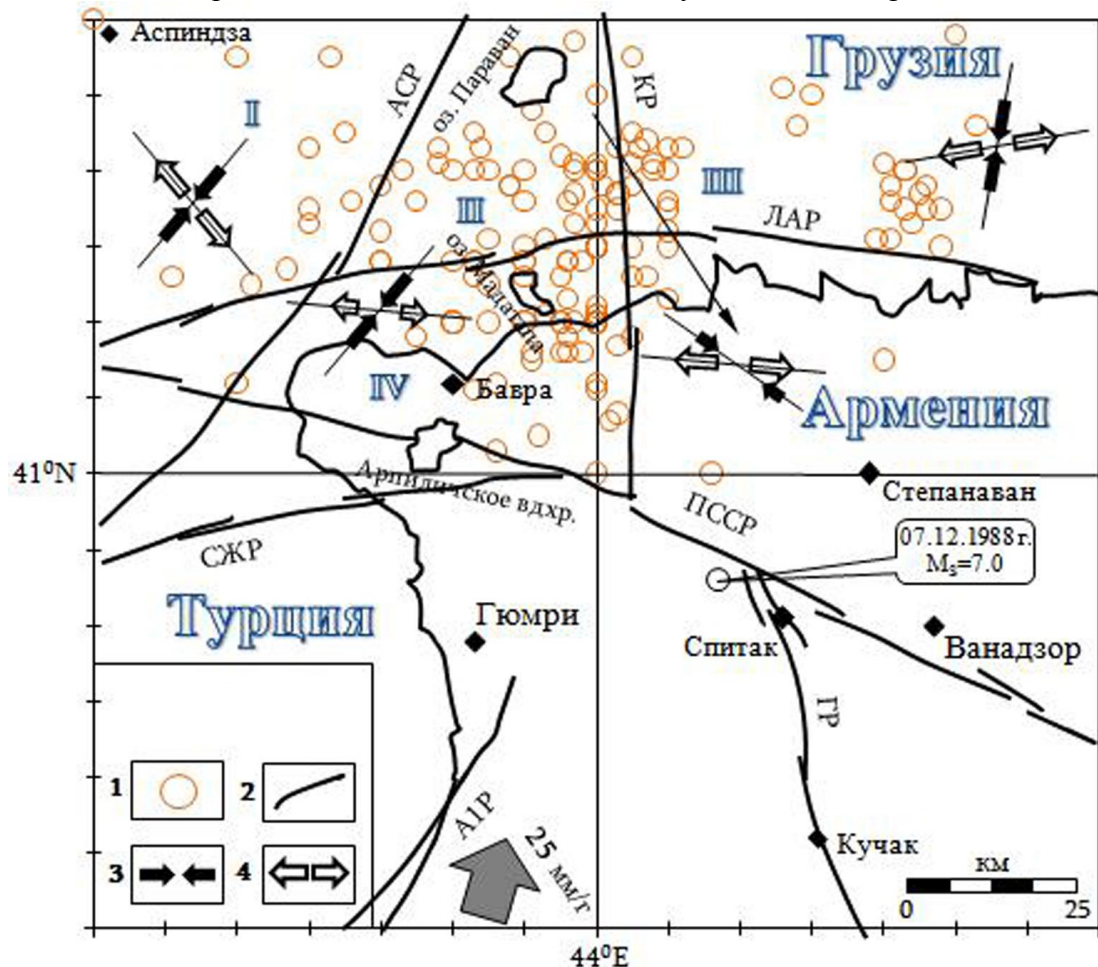


Рис. 2 Пространственное распределение очагов землетрясений и преобладающих направлений P_{χ}^2 и T_{χ}^2 напряжений в блоках: 1 – эпицентры землетрясений, имеющие ФМ; 2 – активные глубинные разломы; 3 – оси сжатия; 4 – оси растяжения.

Результат анализа этого распределения показывает, что на исследуемой территории наблюдается общая тенденция главных осей растягивающих и сжимающих сейсмостектонических напряжений, соответствующих близширотным и близмеридиальным направлениям. Вместе с этим в выделяемых блоках наблюдаются некоторые отклонения, угловые значения которых приведены в табл. 1.

Так, в I и IV блоках сжимающие напряжения имеют одинаковые направления: с северо-востока–востока к юго-западу, во II блоке сжимающие напряжения резко меняют азимутальное направление с северо-запада к юго-востоку, а в III блоке сжимающие напряжения имеют близмеридиальную направленность.

Во II, III и IV блоках растягивающие напряжения имеют близширотные направления, а в отличающемся от них блоке I ось растягивающего напряжения имеет направление

с северо-запада к юго-востоку. Кроме азимутальной ориентации главных осей сжимающих и растягивающих напряжений, были определены углы падения соответствующих плоскостей в земной коре и на основе рассчитанных значений коэффициента Лоде–Надай (μ_e) [6] был выявлен характер напряжённо-деформационного состояния отдельных блоков.

Так в I и III блоках плоскости сжимающих и растягивающих напряжений имеют близгоризонтальное простирание и показывают, что в данных блоках в основном происходят одноосные процессы сжатия и растяжения, соответствующие сдвиговым подвижкам. Иные картины наблюдаются во II и IV блоках. В IV блоке, в отличие от близгоризонтального простирания плоскости сжимающих напряжений, замечается резкое падение плоскости растягивающих напряжений к горизонту под углом 60° , в котором, в соответствии с данными механизмов землетрясений, наблюдаются взбросо-сдвиговые подвижки. Противоположная картина наблюдается во II блоке, в котором, в отличие от близгоризонтального простирания плоскости растягивающих напряжений, замечается резкое падение плоскости сжимающих напряжений к горизонту под углом $45^\circ \div 70^\circ$. В этом блоке по данным механизмов землетрясений преобладают сбросовые подвижки.

Совместными применениями вышеприведенной методологии и статистических распределений были оценены количественные значения тензорных составляющих скоростей относительных сейсмотектонических деформаций (табл.1).

Таблица 1

**Значения в градусах Az-азимуты и углов падений
для главных осей напряжений (Р,Т) и количественные величины
тензорных составляющих скоростей относительных сейсмотектонических
деформаций в блоках**

№ - номер блока	Р _χ ² - значения в градусах азимутов оси сжатия и углов падений		Т _χ ² - значения в градусах азимутов оси растяжения и углов падений		Скорости $\dot{\epsilon}_{\text{тк}}$ относительных сейсмотектонических деформаций (год ⁻¹)						
	Az [°] e [°]		Az [°] e [°]		Единичные значения и порядки	Тензорные составляющие					
						$\dot{\epsilon}_{11}$	$\dot{\epsilon}_{22}$	$\dot{\epsilon}_{33}$	$\dot{\epsilon}_{12} = \dot{\epsilon}_{21}$	$\dot{\epsilon}_{23} = \dot{\epsilon}_{32}$	$\dot{\epsilon}_{13} = \dot{\epsilon}_{31}$
I	40°÷60°	10°÷20°	100°÷130°	5°÷15°	9.84E-9	-0.13	0.13	0	-0.25	-0.89	0.42
II	295°÷320°	25°÷40°	100°÷140°	45°÷60°	1.02E-7	0.09	0.25	-0.34	-0.33	1.32	0.07
III	180°÷200°	10°÷15°	240°÷280°	10°÷20°	4.59E-8	0.07	-0.07	0	0.09	-0.72	0.41
IV	10°÷40°	40°÷75°	220°÷280°	15°÷30°	6.72E-8	0.12	-0.65	0.53	0.44	1.4	0.48

Несмотря на малые географические размеры орогена Малого Кавказа, в нём происходит большое количество сейсмических событий. Анализ рассчитанных деформаций показывает, что как на выделенных блоках, так и в смежных структурах, наблюдаются разнонаправленные сжимающие и растягивающие напряжения. Под их воздействием численные значения деформаций пространственно имеют сложный характер, варьируют в пределах $10^{-9} \div 10^{-7}$ и подтверждают сильную раздробленность исследуемой территории.

Более того, сопоставительный анализ сейсмологических вертикальных компонентов деформации в орогене Малого Кавказа аналогично с современным движением земной коры по данным GPS [13], однако их численные значения значительно уступают количественным значениям, полученным по GPS-системе.

В результате вышеприведённых данных, можно прийти к заключению, что ороген Малого Кавказа представляет из себя геолого-тектонический сложный узел, составляющий единую сейсмо-геодинамическую систему. В выделяемых блоках под воздействием региональных и локальных напряжённых полей, количественные оценки тензорных составляющих скоростей относительных сеймотектонических деформаций которых отображают нынешнее состояние современных движений земной коры.

Список литературы

1. *Балян С.П., Лилиенберг Д.А., Милановский Е.Е.* Новейшая и современная тектоника сейсмоактивных орогенов Армении и района Спитакского землетрясения // Геоморфология №4, 1989. С. 3–15.
2. *Габриелянц Г.А., Клешиев К.А., Шеин В.С.* Возможно нефтегазоносные бассейны Армении и их углеводородных потенциал: Геология нефти и газа №1, 2002. С. 21–30.
3. *Горишков А.И., Жидков М.П., Ранзман Е.Я., Тумаркин А.Г.* Морфоструктура Малого Кавказа и места возможных землетрясений ($M \geq 5.5$) // Физика Земли, №6, 1991. С. 30–36.
4. *Лилиенберг Д.А., Яценко В.Р.* Анализ геодезических и морфоструктурных данных района катастрофического землетрясения в Армении // Геоморфология, №3, 1991. С. 23–28.
5. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М., 1977.
6. *Ризниченко Ю.В.* Избранные труды. Проблемы сейсмологии. М.: Наука, 1985. 405 с.
7. *Саакян Б.В.* Сеймотектонические подвижки в северной части Малого Кавказа. // XV Уральская молодёжная научная школа по геофизике. Сб. науч. материалов. Екатеринбург: ГИ УрО РАН, 2014. С. 204–206.
8. *Смирнов Н.В., Дунин-Барковский И.В.* Краткий курс математической статистики для технических приложений. Гос.изд. физико-математической литературы. М., 1959. 436 с.
9. *Эбралидзе З.Т.* Сеймотектонические деформации и некоторые временные особенности сейсмичности территории Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1994. 74 с.
10. *Яценко В.Р., Ямбаев Х.К.* Геодезический мониторинг движений земной коры (по материалам Кавказского региона). М.: Изд-во МИИГАиК, 2007. 208с.
11. *Cisternas A., Philip H.* Seismotectonics of the Mediterranean region and the Caucasus. Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus// NATO ASI Series. Yerevan, Armenia July 11–15, 1996. P. 313–333.
12. *Jackson J.A., Ambraseys N.N.* Convergence between Eurasia and Arabia in Eastern Turkey and the Caucasus. Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus// NATO ASI Series. Yerevan, Armenia July 11–15, 1996. P. 79–91
13. *Davtyan V., Doerflinger E., Karakhanyan A., Philip H., Avagyan A.* et al. Fault slip rates in Armenia by the GPS data. Изв. НАН РА. Науки о Земле, , № 2, V. LIX, 2006. P. 2–18.

ПАЛЕОМАГНИТНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ПОЗДНЕОРДОВИКСКИХ БАЗАЛЬТОВ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

С.С. Хатапов

Институт геологии УНЦ РАН, Уфа

e-mail: s.khatapov@gmail.com

При изучении истории формирования Урала применяется палеомагнитный метод, позволяющий получить независимые данные о наличии горизонтальных движений, а также уточняющий кривую кажущейся миграции полюса Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Западная часть Уральского складчатого пояса является деформированной окраиной платформы. Значимых перемещений западной части Южного Урала не было [1, 10]. Локальных поворотов отдельных тектонических блоков по отношению друг к другу также не обнаружено. Исходя из перечисленного, результат, полученный по ордовикско-силурийским породам западной части Южного Урала, можно экстраполировать на всю платформу.

В палеозое, начиная с позднего кембрия–раннего ордовика, происходило формирование современной структуры Урала. Но, на данный момент, для этого периода имеются лишь единичные надёжные палеомагнитные определения, и это несмотря на долгую историю изучения палеомагнетизма Южного Урала, да и всей ВЕП. Для ордовика–силура ВЕП (палеоконтинент Балтика) известны в основном немногочисленные скандинавские данные и единичные данные, полученные на Украине [11]. Между тем, в интервале 432–458 млн. лет, происходило значительное смещение магнитного полюса, а на кривой миграции полюса для Балтики [11] показана только расчётная линия, что свидетельствует об отсутствии для этого участка надёжных фактических палеомагнитных данных.

На Южном Урале палеомагнитными исследованиями ордовикских образований занимались Н.Ф. Данукалов с коллегами [4] и И.А. Свяжина [6]. Однако большая часть данных получена до 1990 года и не отвечает современным методическим требованиям или противоречива. Данные, полученные И.А. Свяжиной, не согласуются с мировыми данными по Балтике, хотя вычисленные палеошироты отличаются незначительно. Опыт предыдущих исследователей показывает, что значительная часть палеозойских пород в этом регионе, в особенности осадочных, была перемагничена в пермское время и поэтому не сохранила первичную намагниченность. Одна из главных целей работы – поиск новых геологических объектов, имеющих надёжно установленный возраст и сохранивших первичную намагниченность.

В последние годы при изучении возраста магматизма Башкирского мегантиклинория, ранее относимого исключительно к докембрию, были получены палеозойские изотопные датировки U/Pb методом по цирконам [5]. Также был выделен позднеордовикско-силурийский магматический комплекс, все датировки для которого укладываются в узкий интервал 435–455 млн. лет (конец ордовика–лландовери). Ранее на двух из датированных объектов – на р. Ушат и р. Шмелёвка – было выполнено палеомагнитное опробование, предварительные результаты которого [2, 3] неплохо согласуются с расчётными данными по палеоконтиненту Балтика, приведёнными в работе [11], но требуют дальнейшего подтверждения.

В работе приводятся новые данные изучения ордовикско-силурийских вулканитов из двух новых датированных разрезов совместно с переизученными результатами разреза на р. Шмелёвка, в обрамлении Тараташского массива. Разрезы сложены лавовыми потоками субщелочных базальтов, отличающихся низкой степенью вторичных изменений и залегающими в поле развития *навышской* подсвиты *айской* свиты нижнего рифея. Конкордантные датировки цирконов укладываются в интервал 437–442 млн. лет. Для палеомагнитных исследований опробованы обнажения около д. Аршинка, на г. Малый Миасс, а также был переизучен разрез на р. Шмелёвка. В итоге у д. Аршинка выделено 2 потока, отобрано 17 образцов, объединённых в 2 сайта. На г. Малый Миасс из 5 потоков было отобрано 37 образцов, но интерпретируемый результат удалось получить только по 2 потокам. А на р. Шмелёвка из 4 потоков отобрано 35 образцов, объединённых в 4 сайта.

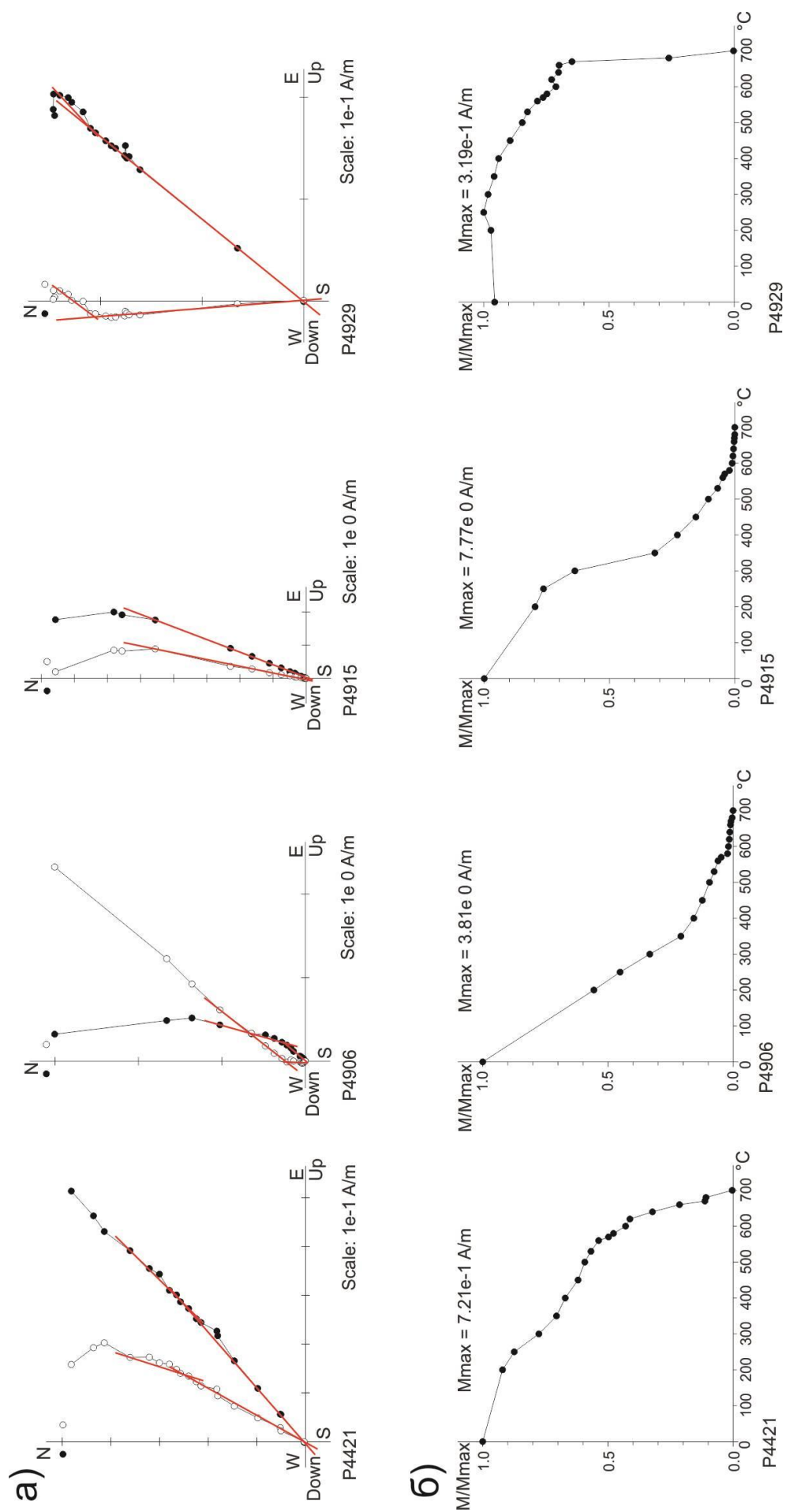


Рис. 1. Диаграммы Зийдервельда направлений намагниченности (древняя система координат) – (а), кривые терморазмагничивания отдельных образцов – (б).

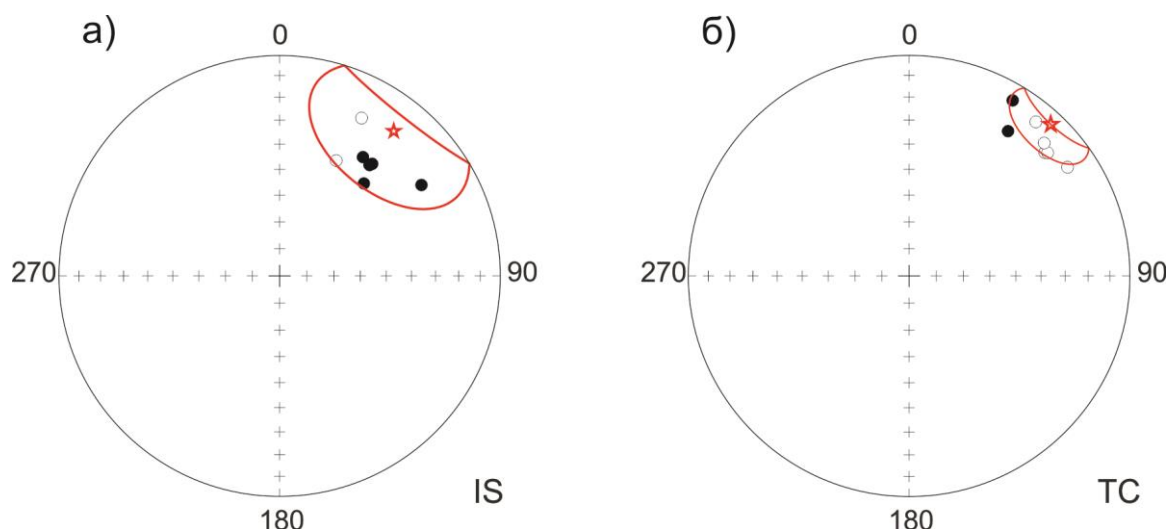


Рис. 2. Стереограммы распределения высокотемпературной компоненты намагниченности изученных сайтов разрезов Аршинка, Малый Миасс и Шмелёвка, в современной – (а) и древней системе координат – (б). Звёздочкой с овалом доверия показано общее среднее направление по сайтам.

Для выделения компонент естественной остаточной намагниченности применялся метод температурной чистки, подразумевающий разделение вектора естественной остаточной намагниченности J_n на компоненты по их стабильности к воздействию высоких температур. Чистка проводилась в 18–20 шагов вплоть до 700°C с использованием терморазмагничивающей печи ASC Scientific TD-48 с остаточным магнитным полем в области размещения образцов не более 10 нТл. Естественная остаточная намагниченность (ЕОН) измерялась на спин-магнитометре JR-6 (уровень шума 0.005 мА/м). В целом, лабораторные исследования согласуются с общепринятой в настоящее время методикой. Для определения направлений компонент намагниченности использовались линейные участки траекторий на диаграммах Зийдervельда. Затем компоненты анализировались на уровне сайтов при помощи пакета программ Р. Энкина и Ж.-П. Конье [7, 8].

Таблица

Рассчитанные палеомагнитные направления

Сайт	п	A/Y	ССК				ДСК			
			D°	I°	k	α ₉₅ °	D°	I°	k	α ₉₅ °
д. Аршинка, 55.54°с.ш., 59.69° в.д.										
1	9/5	305/50	57.3	24.6	22.5	16.5	34.3	21.6	22.5	16.5
2	8/4	305/50	352.2	45.6	14.0	25.4	341.6	0.6	14.0	25.4
г. Малый Миасс, 55.43°с.ш., 59.64° в.д.										
3	8/3	240/40	26.1	-41.3	27.3	24.1	39.4	-10.5	27.3	24.1
4	9/6	240/40	27.4	-20.4	16.7	16.9	30.5	8.4	16.7	16.9
р. Шмелевка, 55.46°с.ш., 59.62° в.д.										
5	9/8	75/70	42.3	42.7	104.6	5.4	55.5	-14.0	104.6	5.5
6	9/6	75/70	39.5	34.4	145.5	5.6	47.7	-18.0	145.5	5.6
7	9/6	75/70	39.0	35.5	31.2	12.2	48.3	-17.1	31.2	12.2
8	8/6	75/70	35.0	34.5	34.5	11.6	45.4	-15.2	34.5	11.6
Среднее	(8)/(7)		38.2	17.7	5.9	27.1	43.0	-6.6	21.6	13.3

n – число образцов (сайтов): изучено/использовано. A/Y – азимут падения/угол падения слоев. ССК, ДСК, современная и древняя системы координат соответственно. D – склонение, I – наклонение, k – кучность, α_{95} – радиус круга доверия.

Данное исследование было проведено с целью дополнения ранее опубликованных данных по палеозойским вулканитам западного склона Южного Урала и для получения нового ордовикско-раннесилурийского палеомагнитного определения, которое можно будет использовать для уточнения раннепалеозойской части кривой миграции полюса Балтики и для палеореконструкций. Поставленная цель была выполнена, мы получили новые данные по ордовикско-силурийским вулканитам. Но, из-за малого количества образцов, палеомагнитные результаты являются предварительными, и требуется дальнейшее изучение палеозойских вулканитов западного склона Южного Урала. В намагниченности выявлена только одна полярность. Тест складки, выполненный в модификации direction-correction Р. Энкина [9], даёт положительный результат. Всё это позволяет предположить, что выделенная компонента намагниченности является первичной. Среднее направление намагниченности в древней системе координат согласуется с расчётными данными по палеоконтиненту Балтика, приведёнными в работе [11].

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант № 18-05-00631).

Список литературы

1. Голованова И.В., Данукалов К.Н., Кадыров А.Ф., Хидиятов М.М., Сальманова Р.Ю., Шакуров Р.К., Левашова Н.М., Баженов М.Л. Палеомагнетизм осадочных толщ и происхождение структур западного склона Южного Урала // Физика Земли, № 2, 2017. С. 148–156.
2. Голованова И.В., Данукалов К.Н., Баженов М.Л. Первые результаты палеомагнитного изучения ордовикско-силурийских вулканитов на западном склоне Южного Урала // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Материалы / 11-я Межрегиональная научно-практическая конференция, посвящённая 65-летию Института геологии УНЦ РАН. Уфа, 17–19 мая 2016 г. Уфа: ДизайнПресс, 2016. С. 8–11.
3. Голованова И.В., Данукалов К.Н. Палеомагнетизм ордовикско-силурийских вулканитов западного склона Южного Урала / Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. Девятые научные чтения памяти Ю.П. Булашева. Материалы конференции. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2017. С. 128–131.
4. Данукалов Н.Ф., Кондручина Л.С., Черников А.П. Палеомагнетизм палеозоя Южного и Среднего Урала. Уфа: БФАН СССР, 1983. 120 с.
5. Пучков В.Н., Козлов В.И., Краснобаев А.А. Палеозойские U-Pb SHRIMP датировки магматических пород Башкирского антиклинория по цирконам. Геологический сборник № 9. Информ. материалы. Уфа, ДизайнПолиграфСервис, 2011. С. 36–43.
6. Связина И.А., Пучков В.Н., Иванов К.С., Петров Г.А. Палеомагнетизм ордовика Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 136 с.
7. Cogné J.P. PaleoMac: a Macintosh application for treating paleomagnetic data and making plate reconstructions // Geochemistry, Geophysics, Geosystems, №1, V. 4, 2003. <http://dx.doi.org/10.1029/2001GC000227>.
8. Enkin R.I. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. Pacific Geoscience Centre. Geological Survey of Canada, 1994. 16 p.
9. Enkin R.J. The direction-correction tilt test an all-purpose tilt/fold test for paleomagnetic studies // Earth and Planetary Science Letters. 2003. V. 212. P. 151–166.
10. Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., Kuznetsov N.B., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Fedorova N.M. Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: Paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals // Precambrian Research. 2013. V. 236. P. 16–30.
11. Torsvik, T.H., Van der Voo, R., Preeden, U., MacNiocaill, C., Steinberger, B., Doubrovine, P.V., van Hinsbergen, D.J.J., Domeir, M., Gaina, C., Tohver, E., Meert, J.G., McCausland, P.J.A., Cocks, R.M. Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics // Earth Science Reviews. 2012. V. 114. P. 325–368.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЛИТОЛОГИИ В РАЗРЕЗЕ ПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ МЕТОДАМИ ГИС НА ПРИМЕРЕ ОДНОГО ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ

Б.Л. Хашпер, Л.Р. Миникеева, Г.Р. Аминева, М.Е. Тайгина

ООО «БашНИПИнефть», Уфа
e-mail: BellaKhashper@gmail.com

Литологическое расчленение разрезов скважин методами ГИС основано на знании физических свойств горных пород и определяющих их геофизических параметров. Результаты ГИС являются важнейшим материалом для составления литологического разреза скважины [2]. Если разрез представлен породами сложного минерального состава, с различными типами коллекторов и насыщающих их флюидов, построение литологической колонки возможно лишь на основании комплексной интерпретации геофизических данных с привлечением геологической информации об изучаемом разрезе. При сложном минеральном составе пород и сложной структуре порового пространства для определения вещественного состава пород и их общей пористости целесообразно решение системы соответствующих петрофизических уравнений [1].

Радиоактивный каротаж нефтяных и газовых скважин включает основные группы измерений: гамма-каротаж (ГК), предназначенный для изучения естественного гамма-излучения горных пород; гамма-гамма каротаж (ГГК) и нейтронный каротаж (НК), основанные на облучении горных пород источниками гамма-излучения и источниками нейтронов.

Гамма-каротаж применяют для литологического расчленения и корреляции разрезов, выделения коллекторов, оценки глинистости пород. По нейтронным свойствам осадочные горные породы можно разделить на две группы: породы с высокими значениями водородосодержания, породы с более низкими значениями водородосодержания. К первой группе пород относятся глины, характеризующиеся высокой влагоёмкостью и содержащие значительное количество минералов с химически связанной водой; гипсы, отличающиеся малой пористостью, но содержащие химически связанную воду, а также некоторые очень пористые и проницаемые песчаники и карбонатные породы, насыщенные в естественных условиях жидкостью. Во вторую группу пород входят малопористые разности – плотные известняки и доломиты, сцементированные песчаники и алевролиты, а также гидрохимические образования (ангидриты, каменная соль). НК применяют с целью литологического расчленения разрезов, определения ёмкостных параметров пород, выделения газожидкостного контакта.

В случае большой неоднородности минеральных компонент рекомендуется также использовать электрический каротаж, что позволяет уточнить литологическую модель и приблизить к литологии, выделенной по керну.

Исследования электрических свойств горных пород основаны на изучении естественных или искусственных электрических полей, использующихся для определения пористости и разделения пород по насыщению.

Акустический каротаж используется для определения величины и типа пористости, а также в комплексе с другими методами для определения литологии. Возможности акустического каротажа при выделении сложнопостроенных зон связаны с влиянием неоднородности пород на величину регистрируемого интервального времени, а также зависят от частоты излучателя.

Для литологического расчленения разреза в работе используется комплекс методов ГИС: гамма-каротаж (ГК), нейтронный каротаж (НК), плотностной гамма-гамма каротаж (ГГК-п), акустический каротаж (АК), микробоковой каротаж (МБК).

Применяется объёмная литологическая модель, включающая в себя следующие компоненты:

- кальцит,
- доломит,
- гипс,
- ангидрит,
- поровый объём, заполненный пластовым флюидом.

Для карбонатного коллектора система уравнений геофизических параметров имеет вид:

$$\left\{ \begin{array}{l} \Delta GK = a_{11}V_{\text{клц}} + a_{12}V_{\text{дол}} + a_{13}V_{\text{гпс}} + a_{14}V_{\text{анг}} + a_{15}V_{\text{фл}} \\ \Delta НК = a_{21}V_{\text{клц}} + a_{22}V_{\text{дол}} + a_{23}V_{\text{гпс}} + a_{24}V_{\text{анг}} + a_{25}V_{\text{фл}} \\ \rho = a_{31}V_{\text{клц}} + a_{32}V_{\text{дол}} + a_{33}V_{\text{гпс}} + a_{34}V_{\text{анг}} + a_{35}V_{\text{фл}} \\ \Delta T = a_{41}V_{\text{клц}} + a_{42}V_{\text{дол}} + a_{43}V_{\text{гпс}} + a_{44}V_{\text{анг}} + a_{45}V_{\text{фл}} \\ \ln R = a_{51}V_{\text{клц}} + a_{52}V_{\text{дол}} + a_{53}V_{\text{гпс}} + a_{54}V_{\text{анг}} + a_{55}V_{\text{фл}} + a_{56} \\ V_{\text{клц}} + V_{\text{дол}} + V_{\text{гпс}} + V_{\text{анг}} + V_{\text{фл}} = 1 \end{array} \right. \quad (1)$$

где

ΔGK , $\Delta НК$ – двойные разностные параметры кривых ГК и НК соответственно;

ρ – плотность по ГК-п;

ΔT – интервальное время продольной волны по АК;

$\ln R$ – натуральный логарифм сопротивления по микробоковому каротажу.

$V_{\text{клц}}$, $V_{\text{дол}}$, $V_{\text{гпс}}$, $V_{\text{анг}}$, $V_{\text{фл}}$ – объёмные содержания кальцита, доломита, гипса, ангидрита и флюида соответственно;

a_{11} , a_{12} , a_{13} , a_{14} , a_{15} , a_{21} , a_{22} , a_{23} , a_{24} , a_{25} , a_{31} , a_{32} , a_{33} , a_{34} , a_{35} , a_{41} , a_{42} , a_{43} , a_{44} , a_{45} – характерные значения каротажных кривых для минеральных компонент.

Для построения литологической модели на основе системы петрофизических уравнений (1) были программно реализованы расчётные шаблоны, которые позволяют как настраивать значения геофизических характеристик минеральных компонент, входящих в модель, так и рассчитывать на основе их объёмные содержания минеральных компонент [3]. При этом поиск оптимального решения выполняется посредством калибровки получаемого решения на данные ГИС и керновых исследований при помощи задания весов уравнений, участвующих в настройке модели и вида целевой функции.

Входными параметрами для расчёта литологической модели могут быть любые кривые ГИС, в данной работе применялась система петрофизических уравнений, содержащая кривые ΔGK , $\Delta НК$, ρ , ΔT , $\ln R$, пористость по керну, содержания кальцита, доломита, гипса, ангидрита по керну.

Методика протестирована при построении литологической модели на месторождении Оренбургской области. Анализ результатов тестирования показал, что применение предлагаемого алгоритма приведет к лучшей согласованности литологической модели с данными керна и возможностью оперативного перебора множества решений с целью выбора наилучшего методами статистического анализа по сравнению с традиционной методикой построения литологической модели.

Список литературы

1. Геофизические исследования скважин: справочник мастера по промысловой геофизике / под ред. В.Г. Мартынова, Н.Е. Лазуткиной, М.С. Хохловой. М.: Инфраинженерия, 2009. 960 с.
2. Пахомов В.И., Косков В.Н. Литология природных резервуаров с использованием фациально-циклического метода и промыслово-геофизических данных: учеб. пособие. Пермь: Изд-во Перм. гос. техн. ун-та, 2011. 168 с.
3. Разработка рабочего инструментария специалиста-геолога/петрофизика: отчёт о НИР/ ООО «БашНИПИнефть», рук. Надеждин О.В. Уфа, 2016. 149 с.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ СОСТОЯНИЯ И СВОЙСТВ ГРУНТОВ МЕТОДОМ БЛУЖДАЮЩИХ ТОКОВ

А.З. Чилингарян, К. А. Карапетян, Т.А. Чилингарян
Институт геофизики и инженерной сейсмологии НАН РА, Гюмри
e-mail: AvikCh1@yandex.ru

В статье излагаются результаты инженерно-геофизических исследований на территории новой компрессорной станции Абовянской СПХГ. Геофизическими методами определены удельное электрическое сопротивление (УЭС) грунтов и наличие «блуждающих токов», оценена коррозионная агрессивность грунтов.

Работы выполнялись в соответствии с межгосударственным стандартом с требованиями действующих нормативных документов о правилах производства геофизических исследований, согласно техническим требованиям к производству геофизических работ, а также в соответствии с инструкцией по электроразведке [1,2,3,4,5].

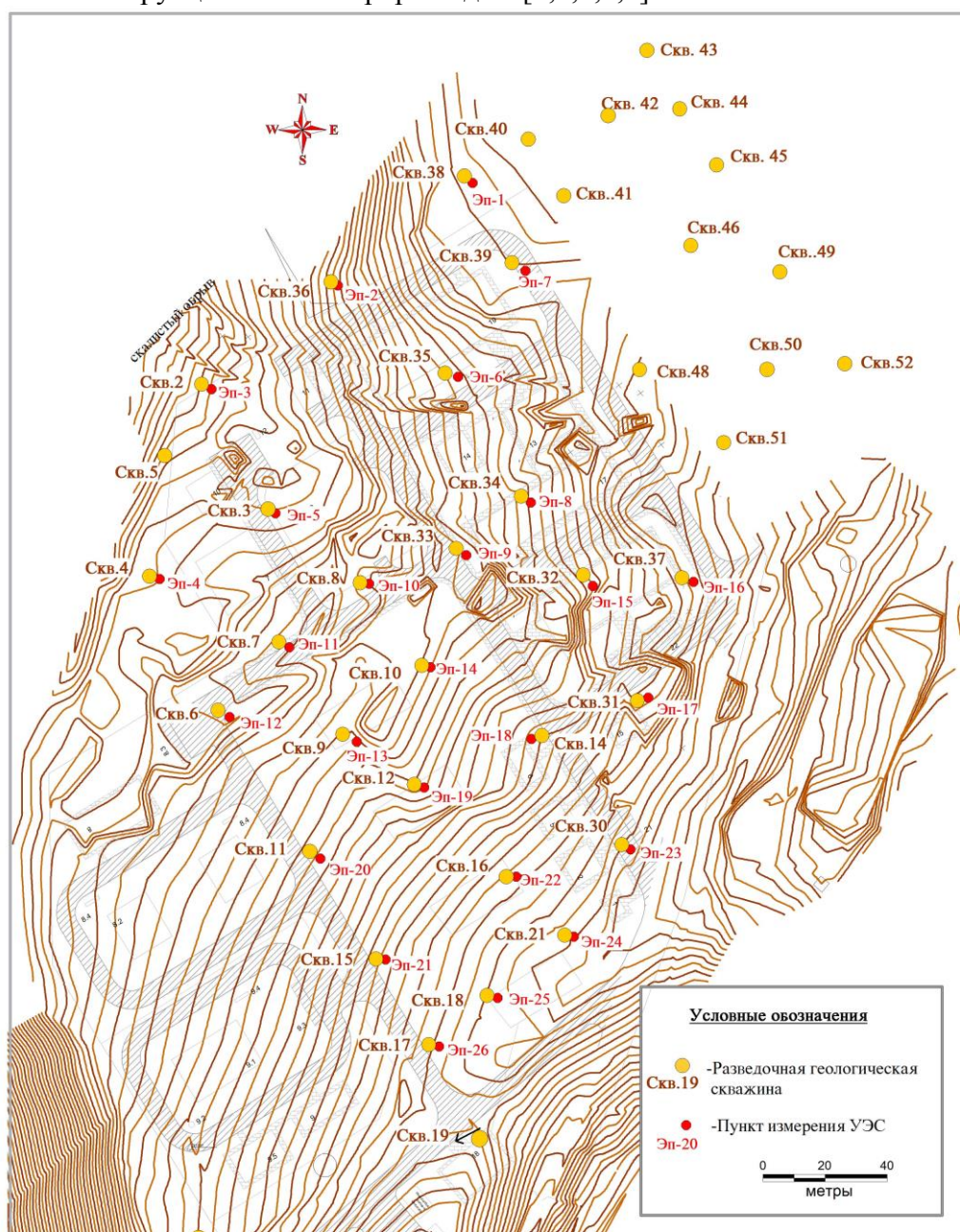


Рис. 1. Пункты измерения удельного электрического сопротивления грунтов территории новой компрессорной станции Абовянской СПХГ.

Определение удельного электрического сопротивления (УЭС) грунтов производилось методом профилирования с использованием симметричной четырёхэлектродной установки Веннера AMNB, в которой $AM=MN=NB=h$, где h – глубина исследования. Определение УЭС грунтов производилось для глубины 2 м [3].

Для определения наличия и величины «блуждающих токов» были выполнены замеры разности потенциалов в двух взаимно перпендикулярных направлениях. Разнос измерительных электродов составлял 100 м. На каждом пункте наблюдения проводились серии измерений разности потенциалов в двух взаимно перпендикулярных направлениях (пункты представлены на рис. 2).

Измерительные электроды располагались по азимуту на север (U_1 , мВ), а затем перпендикулярно к предыдущему разносу (U_2 , мВ). Измерения для каждого из направлений проводились в течение 10 минут, результаты измерений разности потенциалов фиксировались через каждые 10 секунд. При измерениях применялись предварительно подобранные пары неполяризующихся электродов [3,6,7,8].

В результате проведённых исследований на 26 пикетах (рис.1) было определено удельное электрическое сопротивление грунтов.

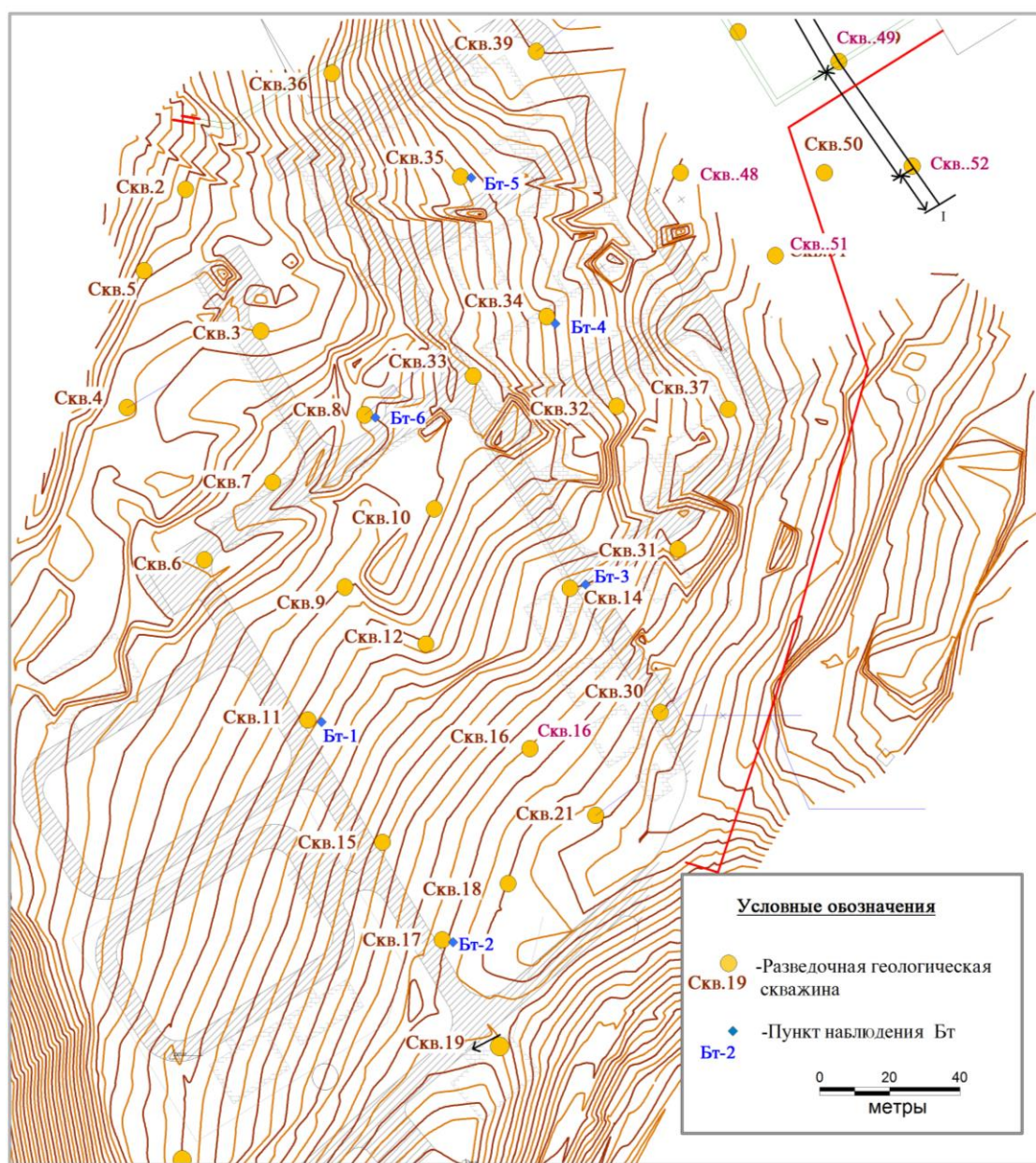


Рис. 2. Пункты наблюдения “блуждающих токов” на территории новой компрессорной станции Абовянской СПХГ.

Расчёт кажущегося сопротивления выполнен по формуле

$$\rho_k = k \cdot \frac{\Delta U_{MN}}{I_{AB}},$$

где ρ_k – кажущееся сопротивление в Ом.м; ΔU_{MN} – разности потенциалов в питающей линии в мВ; I_{AB} – сила тока в питающей линии в мА; k – геометрический коэффициент (м), рассчитанный по формуле

$$k = \pi \frac{AM \cdot AN}{MN},$$

где AM , AN , MN – расстояние между электродами в метрах. Геометрический коэффициент $k = 12.56$ (при $AM=MN=NB=2$ м).

Обобщённые результаты исследований приведены в табл. 1. На основании полученных данных, в соответствии с [3], можно сделать следующий вывод: грунты на площадке новой компрессорной станции Абовянской СПХГ на глубине 2 метра характеризуются, в основном, низкой коррозионной агрессивностью, местами высокой и средней.

Таблица 1

Степень коррозионной агрессивности грунтов на площадке «Строительство новой компрессорной станции Абовянской СПХГ»

№ пункта измерения	Удельное электрическое сопротивление, ρ_k в Ом.м	Степень коррозионной агрессивности грунтов	№ пункт измерения	Удельное электрическое сопротивление, ρ_k в Ом.м	Степень коррозионной агрессивности грунтов
ЭП -1	374.9	Низкая	ЭП -14	17.6	высокая
ЭП-2	189.7	Низкая	ЭП -15	42.1	средняя
ЭП -3	106.8	Низкая	ЭП-16	29.5	средняя
ЭП -4	315.9	Низкая	ЭП -17	15.1	высокая
ЭП -5	76.0	Низкая	ЭП -18	49.5	средняя
ЭП -6	156.7	Низкая	ЭП -19	49.5	средняя
ЭП-7	336.0	Низкая	ЭП-20	300.8	низкая
ЭП-8	80.4	Низкая	ЭП -21	385.0	низкая
ЭП-9	82.4	Низкая	ЭП -22	122.6	низкая
ЭП -10	123.1	Низкая	ЭП -23	181.5	низкая
ЭП-11	300.8	Низкая	ЭП -24	271.3	низкая
ЭП -12	328.4	Низкая	ЭП -25	358.0	низкая
ЭП -13	304.6	Низкая	ЭП -26	446.5	низкая

Результаты изучения «блуждающих токов» в сводном виде представлены в табл. 2.

За наличие блуждающих токов принимается замер с $\Delta U > 0.040$ В, или при наибольшем размахе колебаний измеряемой величины во времени более 0.040В.

Отсутствие блуждающих токов в таблице отмечено знаком “-”, наличие- знаком “+”.

Таблица 2

Результаты наблюдений «блуждающих токов»

№ точки	U1, мВ			U2, мВ			Вектор потенциала U						Бт	
							Амплитуда, U мВ			Азимут, град.			U1	U2
	мин	макс	сред	мин	макс	сред	мин	макс	сред	мин	макс	сред		
1	24.5	26.5	25.5	27.0	28.0	27.5	36.5	38.6	37.5	47.8	46.6	47.2	-	-
2	27.0	30.0	28.5	31.0	32.5	31.8	41.1	44.2	42.7	48.9	47.3	48.1	-	-
3	66.0	69.0	67.5	47.0	52.0	49.5	81.0	86.4	83.7	35.5	37.0	36.3	+	+
4	78.0	80.0	79.0	94.0	99.0	96.5	122.1	127.3	124.7	50.3	51.1	50.7	+	+
5	86.5	90.5	88.5	66.0	69.0	67.5	108.8	113.8	111.3	37.3	37.3	37.3	+	+
6	63.5	69.5	66.5	46.0	50.0	48.0	78.4	85.6	82.0	35.9	35.7	35.8	+	+

Из табл. 2 следует, что повышенный уровень «блуждающих токов» отмечен на четырёх пунктах наблюдения.

По результатам полевых геофизических исследований можно сделать следующие выводы:

- Степень коррозионной агрессивности грунтов на площадке строительства новой компрессорной станции Абовянской СПХГ по результатам измерения УЭС грунтов на глубине 2 м от уровня дневной поверхности является в основном низкой, местами высокой и средней;
- На участке исследований опасное наличие блуждающих токов выявлено на четырёх пунктах измерений.
- Высокая коррозионная агрессивность пород в пунктах измерений ЭП-14 и ЭП-17, по всей вероятности, обусловлена высокой влажностью почвенного слоя.
- Полученные низкие значения удельного электрического сопротивления трудно связать с определёнными факторами, так как нами не проведены лабораторные исследования по определению УЭС.
- Источником блуждающих токов, видимо, являются заземленные станки и компрессорные установки, трансформаторный пункт (ТП), расположенные рядом с площадкой строительства новой компрессорной станции Абовянской СПХГ.

Список литературы

1. Воскресенский Ю.Н. Полевая геофизика. М.: Недра, 2010. 479 с.
2. Гамоян В.Б. Временное руководство по методу блуждающих токов. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1986. 102 с.
3. Инструкция по электроразведке. М.: Недра, 1984. 351 с.
4. Межгосударственный стандарт ГОСТ 9.602—2005. Единая система защиты от коррозии и старения. Сооружения подземные. Общие требования к защите от коррозии. М., 2006. 59с.
5. Огильви А.А. Основы инженерной геофизики. М.: Недра, 1990. 501 с.
6. РСН 64-87 Инженерные изыскания для строительства. Технические требования к производству геофизических работ. Электроразведка, М., 1987.
7. Сейсмостойкого строительства нормы проектирования, СНПА II- 6.02-2006, Мин. Град. РА, Ереван, 2006.
8. Чилингарян А.З., Акопян Л.В. Характер поля блуждающих токов при наличии высокоомных пластообразных тел. //Сб. науч. трудов конф., посв. 50-летию основания ИГИС НАН РА, 2011. С. 288–294.

МОДЕЛИРОВАНИЕ АНОМАЛИЙ СЕЙСМИЧЕСКОГО ВОЛНОВОГО ПОЛЯ, ВОЗНИКАЮЩИХ ПРИ ДОБЫЧЕ СВЕРХВЯЗКОЙ НЕФТИ ПО ТЕХНОЛОГИИ SAGD

Шахабидинов З. К.

Институт геологии и нефтегазовых технологий КФУ, Казань

e-mail: Zahi-96@mail.ru

Спрос на углеводороды растёт по всему миру, а добыча лёгкой нефти неизбежно приближается к своему пику. В связи с этим в ближайшем будущем тяжёлая нефть и природный битум, несмотря на длительную историю их изучения, будут восприниматься как «новые», так называемые нетрадиционные, углеводородные ресурсы из-за скрытого в них огромного потенциала [3]. В настоящее время на Республику Татарстан приходится около 60% запасов тяжёлой нефти и битумов России. Количество запасов тяжёлой нефти и битумов в Татарстане по разным оценкам варьируется 1.5–15 млрд. т. и относятся к отложениям каменноугольной и пермской систем [2].

Однако, несмотря на то, что в недрах Татарстана находятся крупные месторождения высоковязких нефтей, их промышленное освоение идёт медленными темпами, а месторождения природных битумов находятся в стадии исследования. По данным специалистов, одна из основных причин, объясняющих низкие темпы освоения месторождений, это высокие эксплуатационные затраты их освоения, что обусловлено особенностями состава, свойств и геологической неоднородности залегания [1]. Исходя из этого, прямое использование мирового опыта в случае таких обстоятельств весьма ограничено. С целью увеличения эффективности разработки таких залежей возникает вопрос о создании эффективных технологий и комплекса методов их контроля.

На сегодняшний день, в частности, в Татарстане, основной используемый способ добычи тяжёлой нефти и битумов – модификация метода парового дренажа Steam Assisted Gravity Drainage (SAGD).

Целью данной работы было создание сейсмической модели при условии закачки пара в песчаный пласт, чтобы получить наборы данных о разогретом пласте, обусловленные термобарической обстановкой в пласте и изменениями свойств коллектора.

Для достижения поставленной цели решались следующие задачи:

Сбор и подготовка данных, анализ экспериментальных данных, регрессионный анализ по керну скважин, составление модели, этап моделирования и сопоставление полученных результатов.

Объектом исследований служили контрольно-измерительные скважины Нижне-Кармальной залежи сверхвязкой нефти, расположенные в северной части Черемшанского района Республики Татарстан.

Залежь, рассмотренная в данной работе, залегает в песчаной пачке шешминского горизонта уфимского яруса.

1. Сбор и подготовка данных. В результате проведения геологоразведочных работ, по скважине 148 был произведён большой охват керном. Такой большой охват обусловлен неглубоким залеганием продуктивного горизонта, а также необходимостью создания подробных и обоснованных геологических моделей.

Отбор керна производился на тяжёлые сверхвязкие нефти в интервалах нижней части казанского яруса (за 15–20 м до кровли шешминского горизонта). Вынос керна составлял из отложений песчаной пачки около 70 %, из продуктивной части разреза – 70–90 %.

Для непосредственного исследования изменений скоростей продольных и поперечных волн, а также плотности отложений пласта-коллектора при паротепловом воздействии, были выполнены следующие действия: выбрана коллекция образцов керна, являющаяся базой для моделирования; рассчитаны связи упругих свойств с температурой, определены диапазоны

изменения температуры в естественных условиях залегания целевого пласта-коллектора, а также при SAGD воздействии на него. Изменение температуры позволяет моделировать условия до и после закачки пара в продуктивную толщу, что даёт возможность прогнозировать значение скоростей в соответствующих условиях.

За основу для моделирования были взяты свойства 40 образцов керн, относящихся к продуктивному горизонту и пластам с максимально меняющимися упругими свойствами при процессе SAGD, по которым были измерены значения плотности в лабораторных исследованиях (1.75–2.6 г/см³), скорости Р волн (2208– 5181 м/с) и пористости (13– 29 %).

В эксперименте участвовало 40 образцов различного литологического состава, из них:

36 образцов песчаной пачки (различной цементации), 3 – «лингуловые» глины и 1 – «среднеспириферовый» известняк.

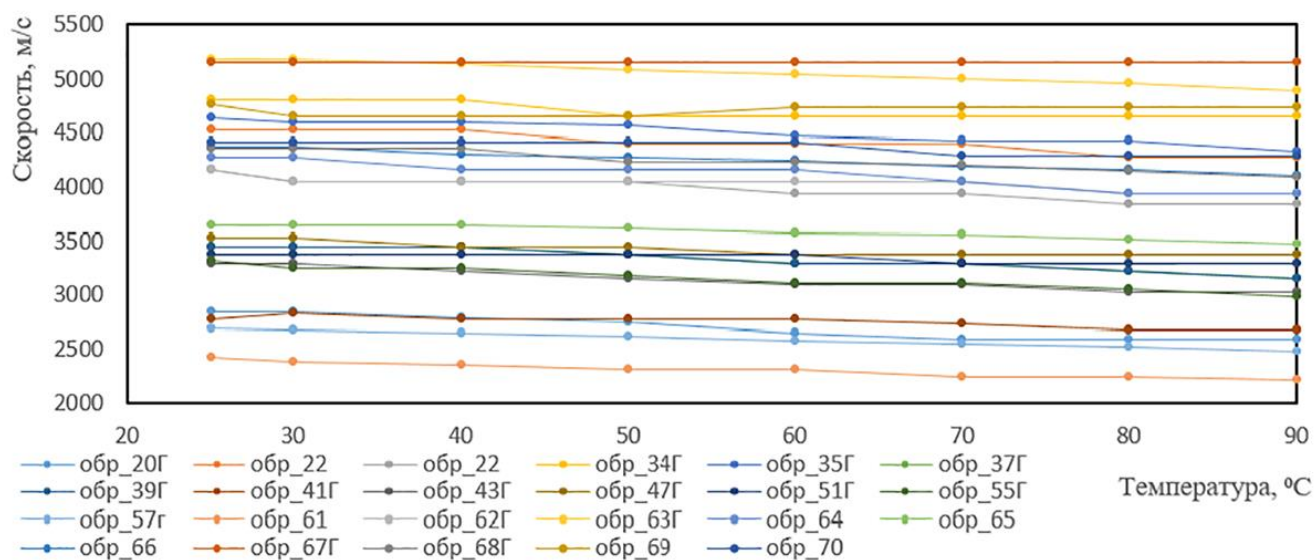


Рис. 1. График изменения скорости продольных волн в образцах керн в зависимости от температуры.

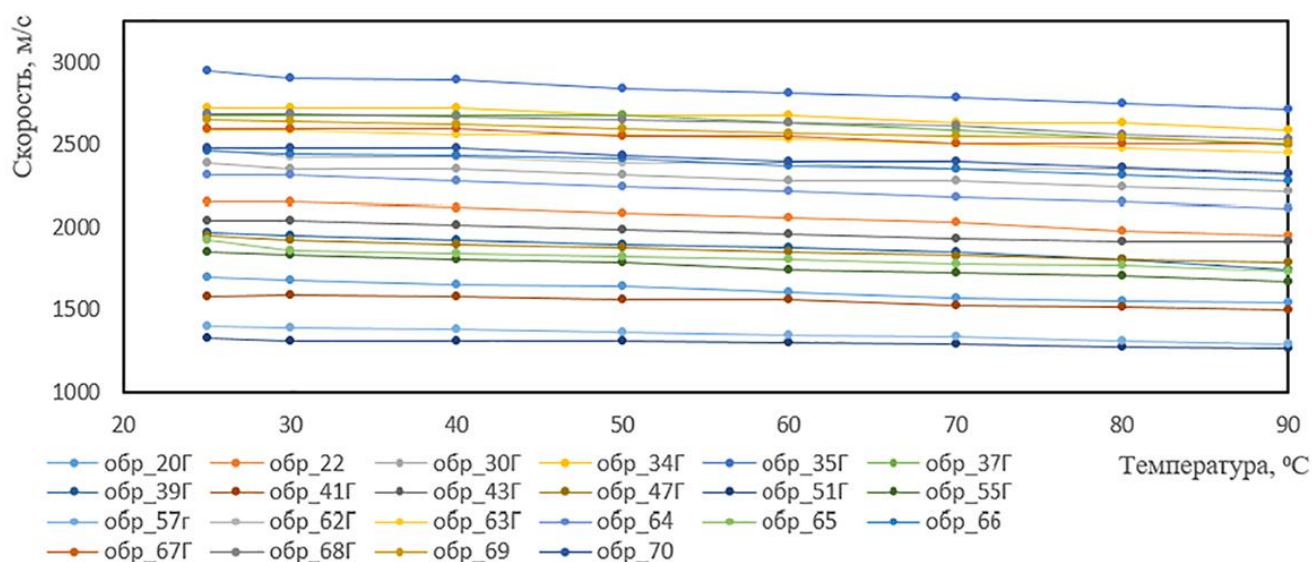


Рис. 2. График изменения скорости поперечных волн в образцах керн в зависимости от температуры.

Проведённый лабораторный эксперимент по изучению скоростей продольных и поперечных волн показал чёткую зависимость кинематических параметров сейсмических волн от

температуры в образце керна. Скорость Р- и S- волн значительно уменьшается с повышением температуры, как показано на рис. 1 и 2.

2. Анализ экспериментальных данных. В результате наших экспериментов сделаны следующие выводы:

С увеличением температуры с 25 до 80 °С происходит уменьшение скорости Р-волн на 2–12 %;

С увеличением температуры с 25 до 80 °С происходит уменьшение скорости S-волн на 5–9 %;

Температура в меньшей степени влияет на скорость в «лингуловых» глинах и «средне-спириферовых» известняках;

При увеличении температуры увеличивается расхождение между скоростями волн песчаной пачки и породой-покрышкой.

3. Регрессионный анализ по керну скважин. На данном этапе, мы получили уравнение регрессии на основе аппроксимации экспериментальных данных. Уравнение регрессии необходимо для определения параметров волнового поля в условиях нагнетания пара в пласт, а также выявления закономерностей его изменения при процессе SAGD (Рис. 3).

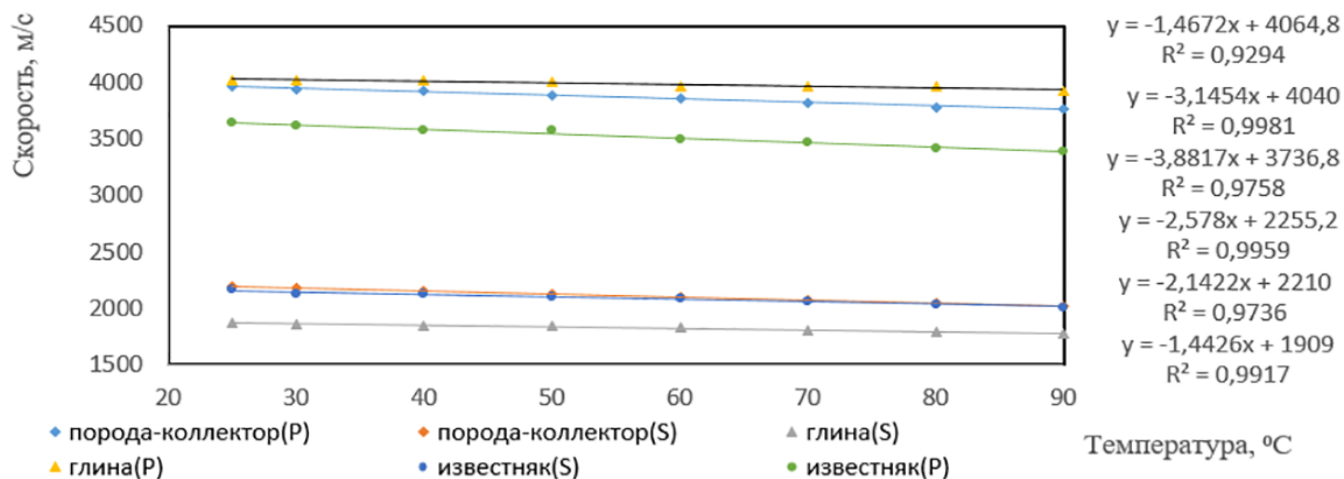


Рис. 3. Регрессионный анализ образцов керна.

Регрессионный анализ выявил довольно высокие значения коэффициентов корреляции (порядка 0.9). Это говорит о наличии корреляционной зависимости величин. Также, при статистической проверке наличия связи получили, что нулевая гипотеза Н₀ отвергается и связь является достоверной.

4. Составление модели. На начальном этапе была создана двумерная модель по профилю 146–148 по данным АК в программном пакете TESSERAL Technologies, Канада (Рис. 4).

Tesseral – это специализированный коммерческий программный пакет моделирования полного сейсмического (акустического) поля с встроенным графическим интерфейсом, реализованный на персональном компьютере. Он позволяет задавать различные системы сейсмических наблюдений, проводить построение числовых моделей сложных сейсмогеологических разрезов и рассчитывать распространение колебаний в неоднородной среде [4].

5. Этап моделирования. Для моделирования было создано 4 модели на основе режима 2D Elastic при доминирующей частоте 50 Гц с различными вариациями скоростей в битумонасыщенной толще, зависящих от температуры. Изменённые значения скоростей были заново заданы полигонам слоёв в модели и её расчёт проводился повторно.

Схема наблюдения имеет следующий вид:

Режим «Move receivers with source», фланговая расстановка, количество источников – 72, приемников – 36, шаг – 5 м.

В результате моделирования были получены 12 SEG-Y файлов: по три сейсмограммы (X, Z и C) для каждого варианта модели.

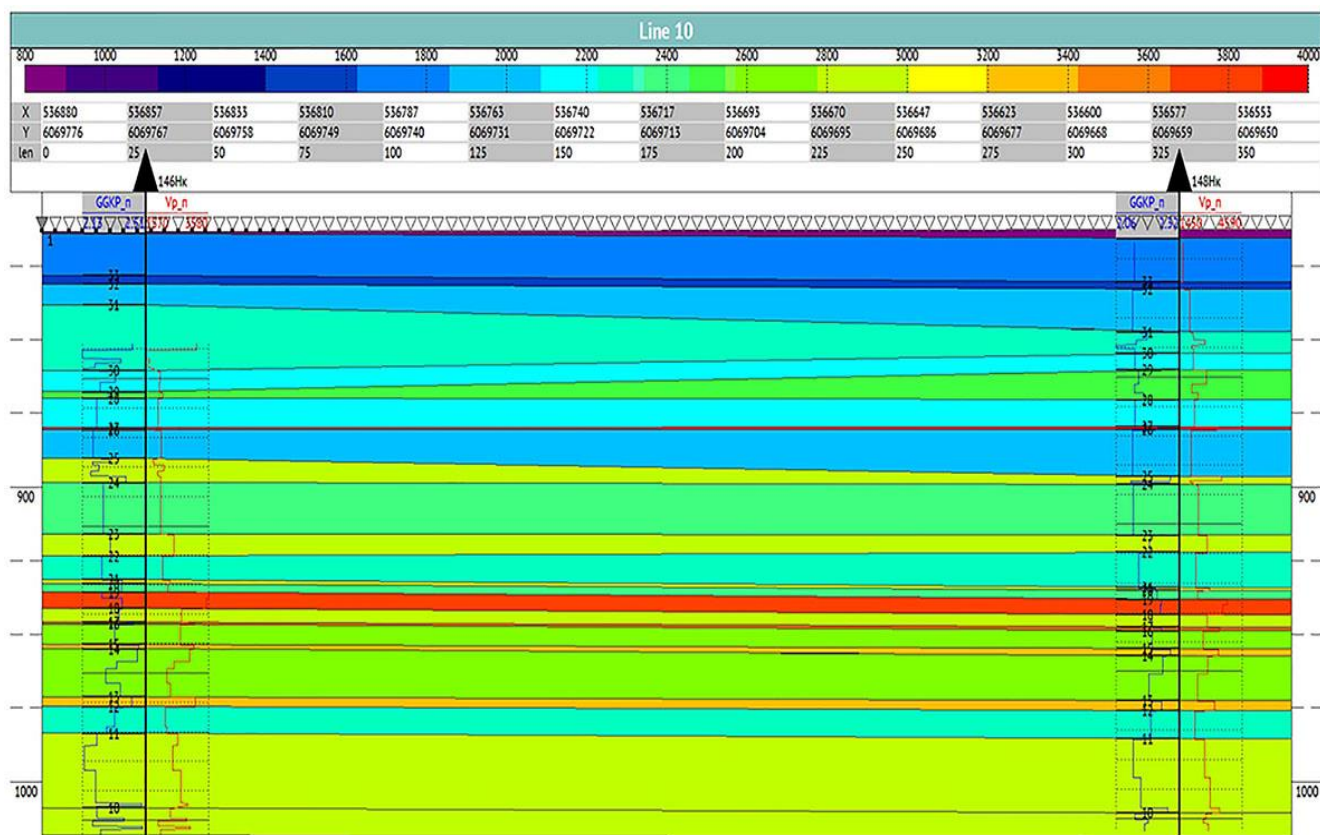


Рис. 4. Базовая модель, построенная по профилю 146-148.

На контакте «лингуловых» глин и пласта коллектора были подсчитаны коэффициенты отражения для моделей 1, 2, 3, 4 соответствующими различиями скоростей, далее значения занесены в табл.

Таблица

Расчёт коэффициентов отражения между песчаной пачкой и глинами для соответствующих моделей с различными акустическими жесткостями

№ Модели	1	2	3	4
Коэффициент отражения	-0.01632	-0.03672	-0.0487	-0.06172

6. Сопоставление результатов. В результате сопоставления расчётных сейсмограмм были выявлены закономерности в динамике и в кинематике при прохождении сейсмической волны через продуктивный пласт (Рис. 5).

Для данной работы в результате анализа полученных при моделировании материалов можно сделать следующие выводы:

1. В процессе разработки методом SAGD нагрев оказывает наибольшее влияние на продуктивный пласт. Соответственно, в песчаной пачке снижение скорости происходит быстрее, чем в «лингуловых» глинах;

2. Выявлены особенности волнового поля при разогретом пласте, а также выявлены динамические и кинематические аномалии:

- Отраженные волны приходят с задержкой;
- Амплитуда отражённых волн увеличивается.

3. В результате моделирования было определено положение отражающих границ продуктивного пласта и их стратификация:

- 0.156 с – кровля песчаной пачки шешминского горизонта;
- 0.187 с – подошва песчаной пачки шешминского горизонта.

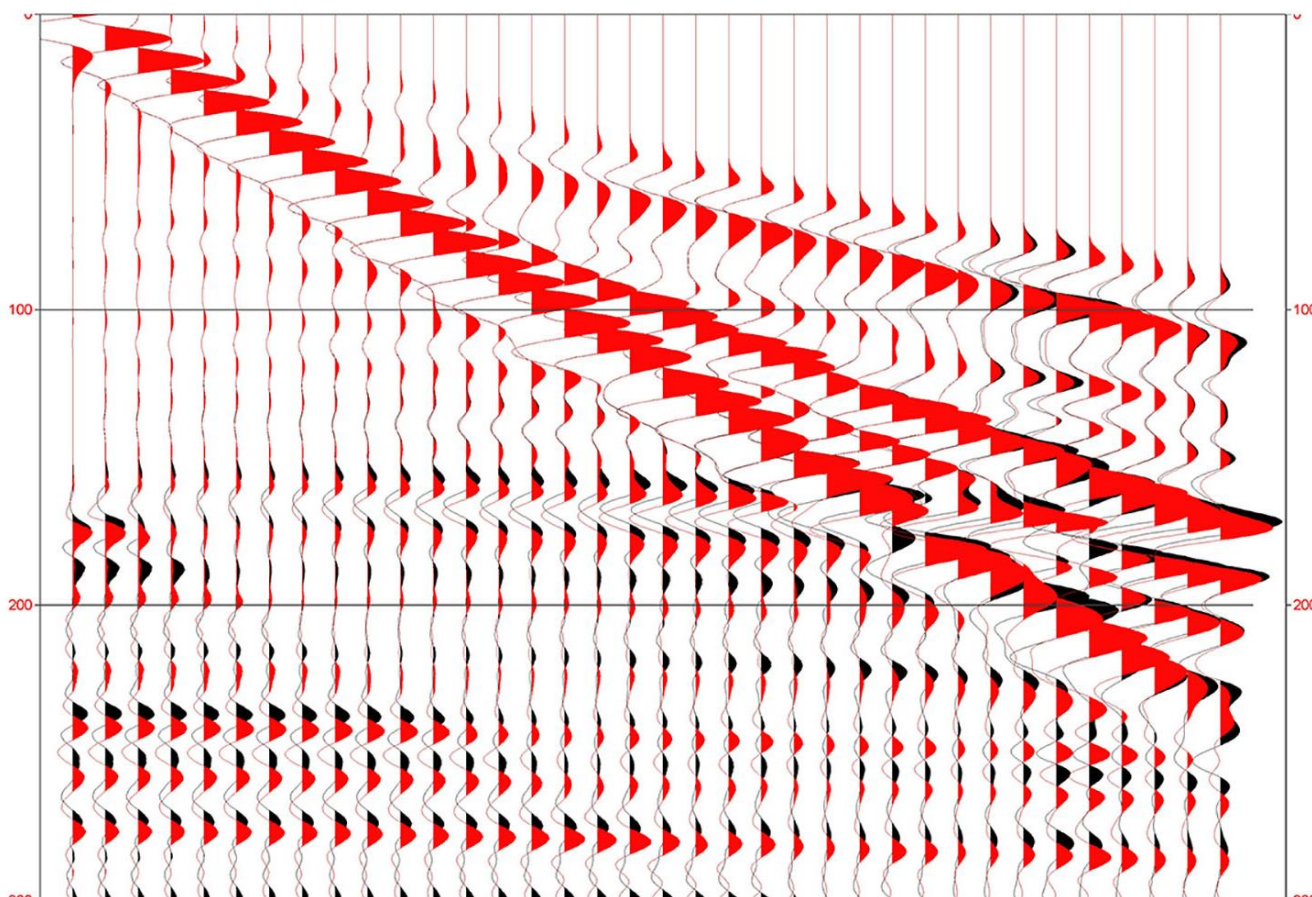


Рис. 5. Сравнение полученных сейсмограмм 1 и 4 модели.

Список литературы

1. Каюкова Г.П., Петров С.М., Успенский Б.В. Свойства тяжёлых нефтей и битумов пермских отложений Татарстана в природных и техногенных процессах. М.: ГЕОС, 2014. С.11–22.
2. Яртимев А.Ф. Природные битумы – уникальное энергетическое сырьё // Вестник Казанского технологического университета, №12, Т.15, 2012. С. 296–297.
3. Heavy Oils: Reservoir Characterization and Production Monitoring / ed. by S. Chopra et al. Tulsa: Society of Exploration of Geophysicists, 2010. P.72–80.
4. Интернет песчупс: Tesseral 2D User's Manual. URL: <http://tesseral-geo.com/documentation/en/workstation/UserManual2D.pdf>.

7. ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ГИДРОГЕОХИМИЯ, ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ, ОХРАНА И ЗАЩИТА ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

КЛАССИФИЦИРОВАНИЕ ВИДОВ СВЯЗАННЫХ ВОД ПО ТЕОРЕТИЧЕСКИМ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ИССЛЕДОВАНИЯМ

А. В. Анюхина

*Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь
e-mail: anuhina.com@gmail.com*

Аннотация. На основании теоретических и экспериментальных термогравиметрических исследований был разработан авторский вариант классифицирования связанных вод в глинистых грунтах. Выявлен ряд особенностей формирования связанных вод в каолинитовой и монтмориллонитовой глинах.

Ключевые слова: Глина, связанная вода, каолинит, монтмориллонит, термогравиметрия.

Актуальность. В современной литературе существует большое количество классификаций связанной воды в грунтах, это связано с расхождением принципов и методик выделения классов форм связанной воды. Следовательно, единой классификации по данному вопросу нет. Исходя из этого, получить полную информацию о той или иной категории связанной воды достаточно сложно. Это не позволяет более точно сравнить экспериментальные исследования с теоретическими, а так же изучать взаимосвязи между различными типами связанной воды [1].

Необходимо отметить, что содержание связанной воды контролируется не только составом и свойствами кристаллической решётки монтмориллонитовой и каолинитовой глин, но и величиной температур, которым подвергается образец грунта в процессе эксперимента [1, 2, 7]. Однако практической и теоретической части в этом вопросе не достаточно. Глинистые минералы обладают свойствами сорбирования ионов, превращая их в обменные, при взаимодействии в водном растворе. Обменные реакции являются стехиометрическими, значит, протекают на наружной части глинистых частиц и не влияют на структуру алюмосиликатных пакетов.

Исходя из этого, **целью работы** является проведение анализа теоретических проблем с разработкой терминологической базы, изучение изменений потери массы связанных вод с проведением экспериментальных исследований термогравиметрическим прибором фирмы NETZSCH STA 409 PC Luxx и создание авторского варианта классифицирования связанной воды в глинистых грунтах.

Объектом исследования является каолинитовая и монтмориллонитовая глины.

Обзор теоретических материалов исследуемой проблемы.

Изучением вопроса, касающегося исследования форм связанной воды, занимались многие учёные, которые предложили различные классификации, основанные на экспериментальных и теоретических данных. А.А. Роде, А.Ф. Лебедев, Р.И. Злочевская, В.А. Королёв в выделении классов связанной воды первостепенную роль отводят молекулярным силам (адсорбционным и сорбционным), а капиллярные силы отводят на второй план [4, 5, 8, 12]. Тогда как в трудах С.И. Долгова подробнее описаны капиллярные силы [3]. Тем не менее, общей классификации связанной воды в грунтах до настоящего момента не разработано.

Одной из первых основных классификаций связанной воды является работа профессора А.Ф. Лебедева по передвижению вод в почвах и грунтах, разработанная в конце 19 и начале 20 веков. Его идеи получили огромное распространение и прочно вошли не только в почво-

ведение, но и во многие другие дисциплины – гидрогеологию, грунтоведение и т.д. Для грунтоведения одним из важных этапов его работ явилась классификация вод в грунтах. А.Ф. Лебедевым выделяются: 1.Кристаллизационная и химически связанная вода; 2.Гигроскопическая; 3.Плёночная; 4.Гравитационная [5].

В дальнейшем учёные и их сторонники, изучающие вопросы связанной воды, за основу теоретической базы использовали именно эту классификацию, привнося свой вклад в исследования.

Главную роль в формировании почвенной влаги А.Ф. Лебедев отводит молекулярным силам (то есть – адсорбционным и сорбционным), а капиллярные силы взаимодействия уходят в изучении на второй план. Классифицирование А.Ф. Лебедевым связанных вод подтверждено проведением серии опытов в различных фазовых состояниях воды, связанных с изучением почвенной влаги [1].

Был изучен и проанализирован ряд классификаций учёных, которые исследовали данную проблему. Разработку классификаций осуществляли путём проведения экспериментов, исследований и опытов, подтверждающих выдвинутые теории. Рассмотрим некоторые классификации путём группировки взглядов и выделения классов связанной воды в грунтах.

1.Теория гигроскопичности Родевальда, согласно которой максимальная гигроскопичность соответствует тому состоянию увлажнения, когда частицы гигроскопического вещества окружены водяной плёнкой, состоящей из одного ряда молекул. Обогащение грунтов водой, благодаря гигроскопической способности грунтов, обуславливается молекулярными силами сцепления между частицами грунтов и парами воды и этот процесс прекращается, когда влажность грунтов достигает максимальной гигроскопичности [5, 9]. Основываясь на данную теорию, А.Ф. Лебедев и Е.М. Сергеев классифицируют связанную воду следующим образом:

А.Ф. Лебедевым выделяются: 1) кристаллизационная и химически связанная вода; 2) гигроскопическая; 3) плёночная; 4) гравитационная.

Е.М. Сергеевым: 1) кристаллизационная вода и химически связанная; 2) прочносвязанная вода; 3) рыхлосвязанная вода; 4) гравитационная вода (капиллярная, подвешенная вода) [9].

2. За основу выделения следующих классификаций были взяты такие физические свойства как, удельная поверхность и пористость. По своей природе эти силы едины, но по особенностям проявления их разделяют на сорбционные и менисковые (капиллярные) силы. На опытно-теоретической основе физических формул выявлены причины капиллярного подъёма. Также описано возникновение изолированных скоплений в точках контакта частиц между собой за счёт водных менисков, образующихся за счёт соприкосновения «частица–вода». В связи с данным обоснованием С.И. Долговым, А.А. Роде и Дж. Боюкосом выделены следующие классы связанной воды.

С.И. Долгов выделяет: 1) сорбированная на плоскости кристалла; 2) прочносвязанная вода; 3) рыхлосвязанная вода; 4) капиллярная вода. В своих обоснованиях отводит капиллярным силам главную роль [3].

А.А. Роде: 1) вода, осаждённая на поверхностях кристалла (на энергетически активных плоскостях); 2) прочносвязанная вода (гигроскопическая); 3) рыхлосвязанная вода; 4) гравитационная свободная и подвешенная вода. В своих трудах он дал обоснование и создал новое направление в почвоведении – Гидрология почв.

Дж. Боюкос: 1) кристаллизационная вода; 2) прочносвязанная вода; 3) рыхлосвязанная вода; 4) свободная вода [14].

В работах А. Ф. Лебедева и С. И. Долгова противостоят одна другой теоретические концепции классификации связанной воды. Для правильного решения интересующих нас вопросов требуется сочетание взглядов, лежащих в основе этих двух концепций. Дело в том, что нельзя все почвы и грунты рассматривать односторонне, не учитывая различий в их свойствах, особенно в их механическом составе, агрегатном состоянии и сложении. Поэтому в работе Роде рассмотрены два важных физических свойства: удельная поверхность и пористость [3, 5, 8].

Экспериментальные результаты и их обсуждение.

Следующим шагом в изучении вопроса связанных вод было проведение термического анализа образцов с помощью термоанализатора фирмы NETZSCH STA 409 PC Luxx. Данный прибор позволяет проводить термогравиметрию (ТГ) и одновременно дифференциальный термический анализ (ДТА). В ходе проведения эксперимента получены термограммы, на которых показано изменение первоначальной массы образца (в %) при нагревании ($^{\circ}\text{C}$) от 18 до 1000°C . Нагрев производился постепенно со скоростью 10°C в минуту. Эксперимент проводился в атмосфере аргона.

Термогравиметрия (ТГ) – метод термического анализа, с помощью которого происходит регистрация изменения массы образца в зависимости от температуры.

Дифференциальный термический анализ (ДТА) основан на регистрации разности температур исследуемого вещества и инертного образца при их одновременном нагревании или охлаждении [13].

Подготовка проб образцов производилась следующим образом. Навеска грунта около 1 г растиралась песком в ступке, затем помещалась в эксикатор с силикагелем и хранилась 7 суток для уравнивания влажности. После, навеска около 0.05–0.1 г насыпалась в корундовый тигель и помещалась в прибор. Подача температуры в термогравиметрическом приборе производится равномерно и непрерывно со скоростью 10°C в минуту. В результате проведения эксперимента мы получили термограммы изменения массы от температуры (Рис.1) [2].

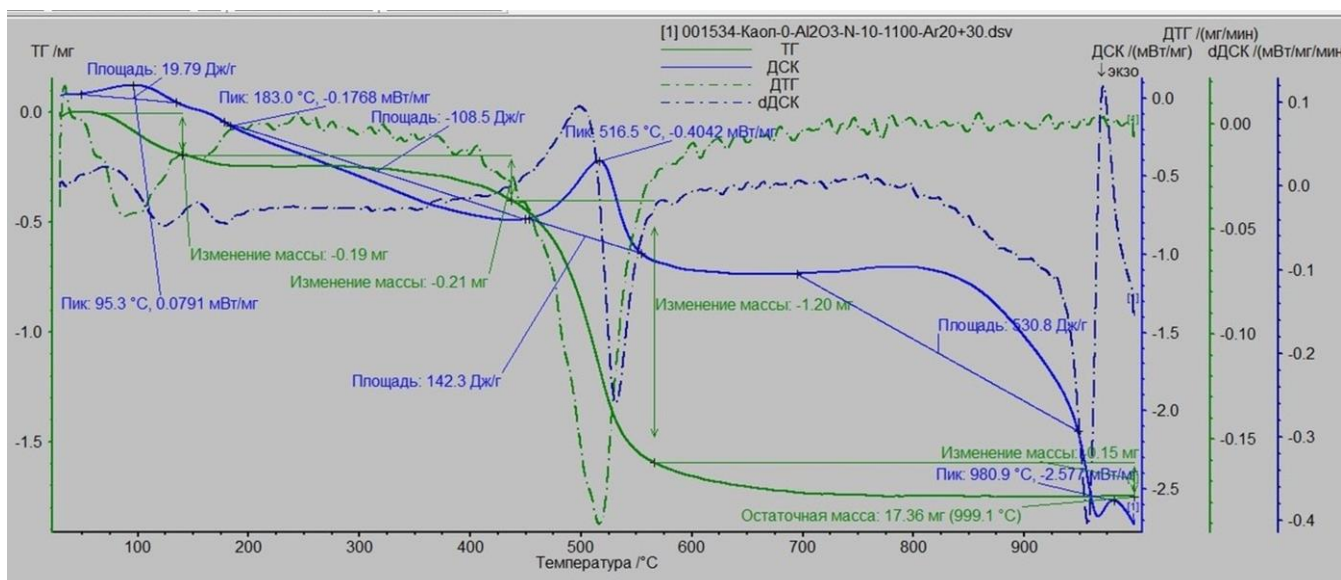


Рис. 1 График изменения массы изучаемого вещества (каолинит) (зелёная кривая ТГ – изменение массы воды в %, синяя кривая ДСК – изменение температуры в $^{\circ}\text{C}$).

Исходя из полученного экспериментального материала, выделяются четыре температурных пика у каолиновой глины и четыре температурных пика у монтмориллонитовой глины, которые соответствуют потере массы связанной воды.

Каолиновая глина. Первый пик установлен при температуре $t=85^{\circ}\text{C}$, второй при $t=147^{\circ}\text{C}$, третий $t=503^{\circ}\text{C}$ и четвёртый $t=902^{\circ}\text{C}$.

Монтмориллонитовая глина. Первый пик установлен при температуре $t=95\text{--}100^{\circ}\text{C}$, второй при $t=150^{\circ}\text{C}$, третий $t=745^{\circ}\text{C}$, четвёртый при $t=980^{\circ}\text{C}$.

Отсюда можно сделать вывод, что при нагревании глинистых грунтов в воздушно-сухом состоянии в первую очередь теряются слои адсорбционно-связанной воды поверхности частицы, соответствующие диффузному слою и первому пику температур и адсорбционному слою воды и второму температурному пику [2]. Установлено, что в строении коллоида принимают участие несколько сотен глинистых кристаллитов, имеющих размер менее 0.1–0.01 мкм [10]. Поэтому на этом уровне теряется вода поверхности кристаллитов, соответствующая третьему тем-

пературному пику. В строении решётки минералов также участвует вода, формирующая воду кристаллической решётки минералов, соответствующая четвёртому температурному пику.

На свойства глинистых минералов влияет их энергетический потенциал поверхности кристаллитов [6, 10]. Энергетический потенциал увеличивается в сторону поверхности кристаллита. Поэтому вода кристаллической решётки удаляется при очень высоких температурах, то есть избавиться от неё практически невозможно. Потеря масс связанных вод увеличивается в сторону диффузного слоя адсорбционно-связанной воды. Так как температура удаления воды кристаллической решётки очень велика, внутри должны происходить процессы кристаллизации, превращающие образцы глинистых минералов в другое вещество (муллит, кристобалит).

Авторский вариант классифицирования связанных вод в глинистых грунтах.

Из всего вышеперечисленного экспериментального и теоретического материала потерю масс (m) связанной воды в глинах можно группировать следующим образом:

- класс 1 – рыхлосвязанная вода поверхности коллоидов (РВК);
- класс 2 – прочносвязанная вода поверхности коллоидов (ПВК);
- класс 3 – вода поверхности кристаллитов (ВПК);
- класс 4 – вода кристаллической решетки минералов (ВГМ).

Аномальные особенности связанной воды, такие как понижение диэлектрической проницаемости, температуропроводность, наличие нерастворяющего объёма связанной воды и другие, придают горным породам, в которых она находится, характерные специфические свойства, способные менять их структуру, влияющая на формирование связанных вод [7,11].

Заключение.

На основании проведённых анализов были сделаны следующие выводы:

1. Был проведён детальный анализ ряда классификаций связанной воды в грунтах различных учёных исследуемой области.
2. Осуществлено проведение термогравиметрических экспериментов прибором фирмы NETZSCH STA 409 PC Luxx, результатом которых являются термограммы изменения массы (m , %) в зависимости от температуры ($t^{\circ}\text{C}$, град).
3. Были установлены температурные пики монтмориллонитовой и каолинитовой глины, соответствующие изменению масс выделенных классов связанных вод.
4. Разработан авторский вариант классифицирования связанных вод в глинистых грунтах, располагающийся в следующей последовательности: рыхлосвязанная вода (РВК) и прочносвязанная вода (ПВК) поверхности коллоидов, вода поверхности кристаллитов (ВПК) и кристаллической решётки минералов (ВГМ).

Список литературы

1. *А.В. Анохина*. Классификация связанной воды в глинах основанная на теоретических и экспериментальных данных // Инженерная геология, геодинамика и геологическая безопасность. Сб. науч. ст. по материалам Междунар. науч.-практ. конф., посвящ. 40-летию кафедры инженерной геологии и охраны недр Перм. ун-та. С. 131–137.
2. *Анохина А.В., Фёдоров М.В.* Изменение содержания воды в глинах при высоких давлениях // Современные технологии в строительстве. Теория и практика. Пермь, 2017. С. 100–101.
3. *Долгов С.И.* О связанной и капиллярной воде в почве // Почвоведение. №9–10. 1943.
4. *Злочевская Р.И., Королёв В.А., Кривошеева З.И., Сергеев Е.М.* О природе изменения свойств связанной воды в глинах под действием повышающихся температур и давлений // Вестник Московского Университета Серия 4. Геология, №3, 1977. С.80–96.
5. *Лебедев А.Ф.* Почвенные и грунтовые воды. М.-Л.: Сельхозгиз, 1930. 278 с.
6. *Мальгина Ю.О., Пешкова Т.А., Питкина С.Н.* Изменение Дзета-потенциала глинистых частиц в водном растворе // Геология в развивающемся мире. Сб. науч. тр. в 2 т. Пермь, 2016. С. 440–444.
7. *Осипов В.И., Солоколов В.Н.* Глины и их свойства. М.:ГЕОС, 2013. 576 с.

8. *Роде А.А.* Основы учения о почвенной влаге. М.: Почвенный ин-т им. В. В. Докучаева Рос-сельхозакадемии, Москва, Т. 3, 2008. 664 с.
9. *Сергеев Е.М., Голодковская Г. А., Зиангиров Р.С., Осипов В.И., Трофимов В.Т.* Грунтоведение. М.: МГУ, 1973. 388 с.
10. *Середин В.В., Красильников П.А., Медведева Н.А.* Изменение электрокинетического потенциала глинистых коллоидов в водной и углеводородной средах. Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология, №1, 2017. С.66–74.
11. *Середин В.В., Каченов В.И., Ситева О.С., Паглазова Д.Н.* Изучение закономерностей коагуляции глинистых частиц // Фундаментальные исследования, №10, Ч.14, 2013. С.3189---3193.
12. *Трофимов В.Т., Королев В.А., Вознесенский Е.А., Голодковская Г.А., Васильчук Ю.К., Зиангиров Р.С.* Грунтоведение. М.: Изд.-во МГУ, 2005. 1024 с.
13. *Шаталова Т.Б., Шляхтин О.А., Веряева Е.* Методы термического анализа. Мет. разработка. Мос. гос. ун-т им. Ломоносова М., 2011. 72 с.
14. *Войуцос G.* Classification and measurement of the different forms of water in the soil by means of the dilatometer method: Mich. Agr. Exp. Techn. Bul., 1917. 70 с.

ОЦЕНКА ВОДООБЕСПЕЧЕННОСТИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ РЕСПУБЛИКИ КРЫМ

К.Я. Булахова

Санкт-Петербургский горный университет, аспирант 1 курса

Научный руководитель: д.г.-м.н. профессор С.М. Судариков

e-mail: bulahova.k@gmail.com

Аннотация: проведён анализ водообеспеченности территории северной части Крымского полуострова с целью установления требуемого количества водных ресурсов для нужд промышленности, сельского хозяйства и населения.

Ключевые слова: оценка водообеспеченности, Северный Крым, подземные воды.

Северная часть Крымского полуострова богата запасами химического сырья: соли натрия, брома и магния, содержащихся в рапе соляных озёр. Самым крупным из месторождений является *Сивашское* комплексное и активно разрабатываемое. Основным выпускаемым продуктом является кальцинированная сода, кроме того, в настоящее время производится поваренная соль, пищевая сода, бытовая химия. Также на территории исследования сосредоточено несколько крупных горно-химических предприятий: завод по производству двуокиси титана и завод по производству бромной и магниевой продукции из солей брома и магния. В связи со спецификой производства данным предприятиям для технических и технологических целей требуется большое количество воды: порядка 20 млн. м³/год.

Весомый вклад в развитие экономики региона вносит сельское хозяйство. Мягкий климат, плодородные почвы благотворно влияют на получение больших урожаев. Более 25 тыс. га земли обрабатывается ежегодно, урожайность в 2016 году составила около 80 тыс. т. зерна. Основными выращиваемыми культурами являются озимая пшеница, ячмень, менее влаголюбивые зерновые и технические культуры – сорго, кукуруза, лён и подсолнечник. Динамично развиваются небольшие овощные хозяйства, в основном, они выращивают овощебахчевые культуры и картофель. Необходимое количество водных ресурсов для полива сельскохозяйственных культур рассчитывается согласно нормативу потребления земельного участка в месяц поливного сезона, который составляет 0.182 м³/м². Данный норматив установлен постановлением Совета Министров Республики Крым от 25 мая 2016 года № 223 «Об утверждении нормативов потребления коммунальных услуг на территории Республики Крым» [3]. Данные по выращиваемым культурам, а также о необходимом количестве воды для полива во время вегетационного периода представлены в табл.

Животноводство представлено фермами, хозяйствами и производством животноводческой продукции в частном секторе. Основная доля приходится на птицеводство и крупный рогатый скот. Потребность животноводческого сектора в водоснабжении рассчитывается согласно нормативу водоснабжения и приготовления пищи для соответствующего сельскохозяйственного животного [1]. Данные по количеству голов, а также требуемое количество воды для вскармливания скота представлены в таблице.

Одним из наиболее значимых потребителей воды являются бытовые потребители. В северной части Крымского полуострова расположено 2 крупных района: Красноперокопский район с административным центром в городе Красноперокопск и муниципальное образование городской округ Армянск с административным центром в городе Армянск. Потребность населения в хозяйственно-бытовом и питьевом водоснабжении рассчитывается исходя из норм потребления на одного человека и количества населения. В соответствии с Постановлением Совета министров Республики Крым [3] минимальное количество воды на одного человека в среднем составляет 0.232 м³/сут. Потребность местного населения в воде представлена в таблице.

Таблица

Потребность в водных ресурсах сельского хозяйства и населения

Растениеводство		
Наименование сельскохозяйственных культур	Площадь, тыс. га	Требуемое количество воды тыс. м ³ /год
Сорго	1.3	1183
Кукуруза	0.3	273
Подсолнечник	4.6	4186
Лён	0.5	455
Озимая пшеница	14.6	13286
Озимый ячмень	3.2	2912
Озимый рапс	1	910
Итого:	25.5	23205
Животноводство		
Наименование Сельскохозяйственных животных	Количество голов. тыс. голов	Требуемое количество воды тыс. м ³ /год
Крупный рогатый скот	6.1	193.98
Птица	236.8	31.2576
Овец и коз	10.6	26.712
Свиней	5	45.6
Итого:		297.5496
Население		
Район	Численность население	Требуемое количество воды тыс. м ³ /год
Красноперекопский	24497	2074.40596
Армянский	24151	2045.10668
Итого:		4119.51264

Водопотребность исследуемой территории наглядно представлена на рис. 1. Наибольшую потребность в водных ресурсах испытывает сельское хозяйство и промышленность.



Рис.1. Водопотребность в северной части республики Крым

Основными природными источниками водоснабжения являются водоёмы, водотоки и подземные воды. Гидрографическая сеть Крымского полуострова включает 1657 рек и временных водотоков. Однако, только две реки (Салгир и Чартырлык) имеют площадь бассейна более 2000

км. Все остальные относятся к типу малых горных рек с паводковым режимом от интенсивных летних дождей. При этом Равнинный Крым беден поверхностными водами; гидрографическая сеть этого района представлена концевыми участками рек и балками с периодическим стоком, которые наполняются водой только во время ливней или при снеготаянии. Также для Равнинного Крыма характерны низкие гидрографические отметки местности и относительно малые уклоны. Территория исследования характеризуется потерей речного стока на испарение и инфильтрацию. Густота речной сети равнинной части полуострова не превышает 0.12 км/км^2 [2]. Поэтому реки в качестве источника водоснабжения рассматривать нельзя.

В пределы района исследования попадают озёра: Янгул, Старое, Красное, Круглое и Киятское. Данные озёра относятся к солёным озёрам Перекопской группы, представляющие собой мелкие водоёмы с глубиной не более 0.5 м. Минерализация составляет 200–300 г/дм³. В соответствии с СанПиН 2.1.4.1074-01 [4] озёрная вода не пригодна для хозяйственно и питьевого водоснабжения населённых пунктов. Вода с повышенной минерализацией малопригодна для технического водоснабжения промышленных предприятий.

На территории исследования расположено Северо-Сивашское месторождения подземных вод. По данным отчёта о состоянии окружающей среды Республики Крым за 2016 год [1] объём запасов подземных вод составил 114 975 тыс. м³/год. Количество подземных вод способно полностью удовлетворить нужды населения, промышленности и сельского хозяйства. Качество подземных вод удовлетворяет СанПиН 2.1.4.1074-01 [4].

Таким образом, организация хозяйственного, питьевого и технического водоснабжения территории на сегодняшний день возможна исключительно за счёт подземных вод. При этом необходимо изучить процессы, которые на современном этапе играют преимущественную роль в формировании гидрогеохимического режима подземных вод в районе исследований. А также оценить насколько значимо влияние интенсивной эксплуатации Северо-Сивашское месторождения на ухудшение качества добываемых вод.

Список литературы

1. Доклад о состоянии и охране окружающей среды на территории Республики Крым в 2016 году / Под редакцией В.Н. Васильева. Симферополь, 2016. 315 с.
2. Гидрогеология СССР. Том VIII. Крым / ред. Е.В. Рипский, Е.А. Ришес, В.Г. Ткачук, Н.И. Толстихин. М.: Недра, 1971. 364 с.
3. Постановление Совета Министров Республики Крым № 223 «Об утверждении нормативов потребления коммунальных услуг на территории Республики Крым». Введён 2016-05-25, Симферополь, 2016. 13 с.
4. СанПиН 2.1.4.1074-01 Питьевая вода. Гигиенические требования к качеству воды централизованных систем водоснабжения. Контроль качества. Введён 2001-09-01. М., 2001. 62 с.

РАЗВИТИЕ ОПОЛЗНЕЙ В ДОЛИНЕ Р.СЫСОЛЫ, ПРИМЫКАЮЩЕЙ К ТЕРРИТОРИИ Г.СЫКТЫВКАРА

А.Н. Вихоть

*Институт геологии имени академика Н.П. Юшкина Коми НЦ РАН, Сыктывкар
e-mail: vikhota.anna@mail.ru*

Склоны долин рр. Сысолы и Вычегды принадлежат к числу территорий, подверженных оползневым процессам. В районе г. Сыктывкара более всего оползни развиты на левобережье рек, в пределах с. Выльгорт, м. Кочпон, р-на Лесозавода, парка им. С.М. Кирова, мкр-на «Орбита» [6]. При этом существуют участки, на которых оползнеобразование имеет исключительно природный характер, когда первопричиной служит эрозионная деятельность реки и угол наклона поверхности склона $\geq 13^\circ$, а также участки, на которых техногенная составляющая выходит на первый план. На наш взгляд особенного внимания заслуживает изучение оползневого склона в долине р. Сысолы в районе парка им. С.М. Кирова в виду его непосредственной близости к территории городской застройки, а именно к зоне рекреации населения и жилым зданиям (рис. 1). Опираясь на некоторые новые инструментальные и расчётные данные (изыскательские работы проводились и ранее на исследуемом участке в 1966–69 гг.) можно утверждать, что оползневые подвижки на данном склоне происходят на разной глубине, поэтому движение оползневых тел совершается ступенчато-периодически в пространстве и во времени [3].

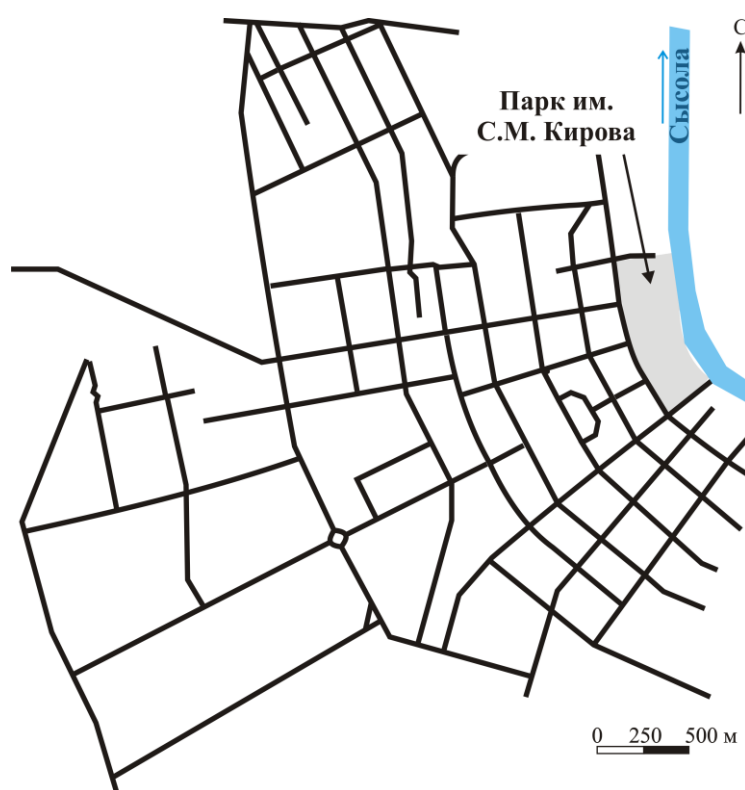


Рис. 1. Схема основных автодорог и площадь городской застройки, г. Сыктывкар.

По классификации Е.П. Емельяновой [1], Н.Ф. Петрова [4] оползни на склоне в долине р. Сысолы в районе парка им. С.М. Кирова относятся к подклассу оползней скольжения блокового типа с прочным основанием. Топографическая съёмка показывает, что за период в 50 лет на данном оползневом склоне произошли изменения в рельефе и в значениях относительных высот:

1. Среднее значение угла наклона поверхности оползневого склона колеблется от 10° до 14° , местами достигая 18° – 23° (табл. 1). Крутые, местами обрывистые склоны в верхней части склона, совпадают со стенкой срыва оползневого тела.

2. В районе пикетов 10–11 профиля 3, пикетов 11–12 профиля 4, в низинах склона распространены заболоченные участки (рис. 2), что связано с выходом подземных вод водоносного аллювиального горизонта (aIII-IV). Значения относительных высот на данном участке — 81–86 м. Большое значение для активизации оползневых процессов имеет геологическое строение подстилающих грунтов – подошвы оползневых тел, движение наземных, грунтовых, межпластовых и трещинных вод, выходящих на поверхность в пределах склонов. В геологическом строении склона среди отложений выделены (снизу вверх):

- в основании – триасовые отложения (T_1): твёрдые/тугопластичные серые глины, мощность отложений 0.5–9.1 м;
- среднечетвертичные озёрно-аллювиальные отложения чирвинского межледникового (laIIc): суглинки разной пластичности, переслаивающиеся с песками, мощность отложений 0.2–7.6 м;
- четвертичные аллювиальные отложения (aIII-IV): пылеватые/мелкие пески, мягкопластичные/текущие суглинки с линзами и прослоями песков мощностью до 0.1 м, мощность отложений 0.3–8.9 м;
- современные аллювиальные отложения (aIV): обводнённые пылеватые пески мощностью до 1.2 м;
- биогенные отложения, насыпные грунты, почвенно-растительный слой, мощность до 0.4 м.

Таблица 1

**Топографическая съёмка оползневого склона в долине р.Сысолы,
парк им. С.М. Кирова, г. Сыктывкар**

ДПК	Δh, м	ΔS, м	α°	α° _{сред.}
Профиль 1				
1-4	3.65	19.35	11	10
4-13	10.21	45.09	13	
13-19	3.86	41.84	6	
Профиль 2				
1-4	7.31	20.02	20	14
4-14	8.00	50.62	9	
14-21	12.50	50.33	14	
Профиль 3				
1-7	13.11	31.23	23	14
7-12	3.01	29.23	6	
12-21	10.38	50.62	12	
Профиль 4				
1-6	9.14	27.40	18	12
6-20	10.35	74.20	8	
20-22	4.97	25.15	11	
Профиль 5				
1-4	1.25	17.59	5	14
4-7	8.50	20.05	23	
7-14	12.65	55.50	13	

Примечание: ДПК – участок между пикетами; Δh , м – изменение высоты участка склона; ΔS , м – длина участка склона; α° – угол наклона поверхности склона.

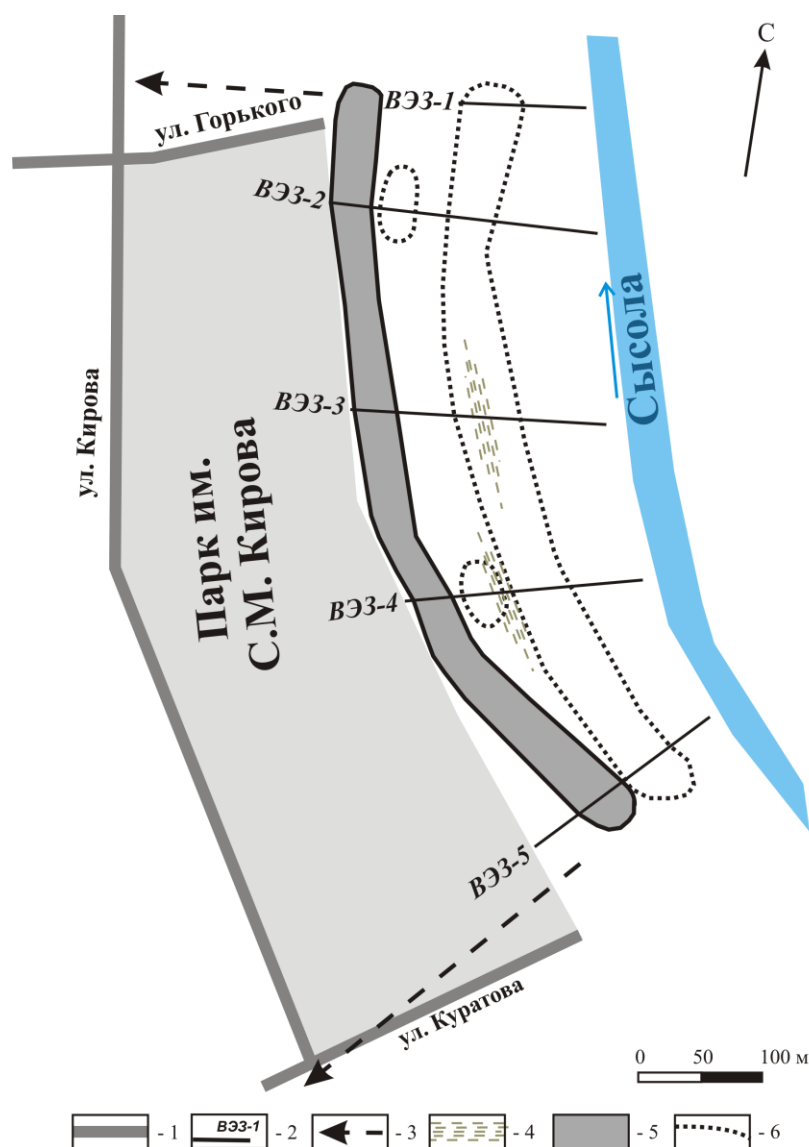


Рис. 2. Схема профилей ВЭЗ и прогноза развития оползневых процессов в долине р.Сысола, парк им.С. М. Кирова, г.Сыктывкар: 1 – городская улица; 2 – профиль ВЭЗ; 3 – направление развития оползневых процессов; 4 – заболоченные участки; 5 – зона ослабления на сдвиг; 6 – зона деляпсия.

Таким образом, здесь сложились наиболее подходящие условия: в основании оползневого склона залегают водоупорные пласты, выше лежат водоносные породы. Также на исследуемом участке для подвижки оползней особенно благоприятным является совпадение направлений угла залегания геологических горизонтов и наклона поверхности склона. Водоупорный горизонт при этом служит поверхностью/зеркалом скольжения. Также неустойчивости способствует замерзание и оттаивание грунтов, суффозия и повышение степени обводнённости грунтов в период паводка. Весомой причиной активизации оползневых процессов и ускорения их протекания являются колебания грунтов вследствие сейсмических и микросейсмических воздействий от раскачивания деревьев ветром, транспорта, ветровых колебаний близлежащих зданий и др. в полосе частот до 28 Гц [2]. Поэтому более подробно остановимся на выявлении потенциально возможных зон оползневого смещения, для чего изучим параметры наведенного электрического поля в геологическом разрезе склона, полученные методом вертикального электрического зондирования (ВЭЗ). Также определим количественную составляющую динамической устойчивости грунтов, слагающих склон, в условиях воздействия на них механических колебаний.

Используемый метод ВЭЗ основан на действии наведённого электрического поля. Характеристикой токопроводящей способности геологической среды является удельное электрическое сопротивление, предопределяющее густоту распределения токовых линий [5]. В системе измерений использовалась симметричная установка Шлюмберже с максимальным разномедных токовых электродов до 180 м, что позволяло определять геоэлектрические параметры изучаемого разреза до 20–30 метров в глубину. Исследования осуществлялись с помощью низкочастотной цифровой электроразведочной аппаратуры «Электротест-С». Количественная обработка кривых кажущегося сопротивления проводилась на базе IBM-PC с помощью лицензионной программы IPI-2Win (ООО «ГЕОСКАН-М» г. Москва, ключ II). Динамическая устойчивость грунтов оценивалась путём определения значений предельных ускорений резонансных колебаний, сообщённых грунту в лабораторных условиях, при которых грунт начинает терять устойчивость. Наша установка для подобных исследований состояла из генератора колебаний, частотного преобразователя и датчика вертикального смещения грунта. Вся установка крепилась на вибростол массой 100 кг и позволяла достичь максимального значения (до 1.2g) ускорения колебаний (магнитуда класса В).

Всего отработано 5 профилей ВЭЗ (рис. 2), состоящих каждый из 13–22 пикетов (пк). Приведём пример геоэлектрического разреза ВЭЗ-2 для пояснения интерпретации данных электроразведки (рис. 3). Профиль состоит из 21 пикета измерений со средним шагом 5–6 м и разномедных токовых электродов до 120 м, и пересекает оползневое тело, зафиксированное в 1966 г. Длина профиля – 121.1 м, перепад абсолютных высот по склону с 96 до 73 м.

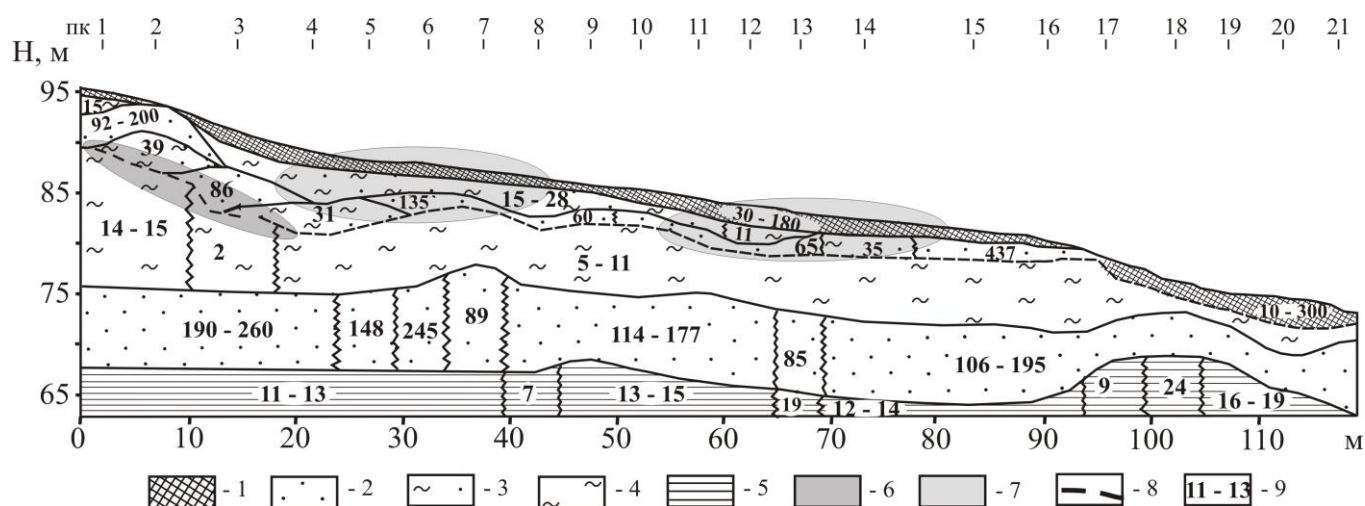


Рис. 3. Геоэлектрический разрез оползневого тела блокового типа в долине р. Сысолы по профилю ВЭЗ-2, парк им.С. М. Кирова, г. Сыктывкар: 1 – почвенно-растительный слой; 2 – пески; 3 – суглинки; 4 – глины; 5 – триасовые глины; 6 – зона ослабления на сдвиг; 7 – зона деляпсия; 8 – зеркало скольжения оползневого тела; 9 – удельное электрическое сопротивление, Ом · м.

Данные свидетельствуют, что:

1. В подошве склона лежат триасовые глины и песчаники. УЭС глин от 7 до 15 Ом · м, редко до 24 Ом · м, что обусловлено незначительной степенью присутствия песков. Мощность отложений – 1–8 м. Песчаники имеют преобладающие УЭС в диапазоне 106–260 Ом · м, локально имеют высокую степень обводнения, в связи с чем УЭС падает до значения 85 Ом · м. Мощность отложений – 3–10 м.

2. Наиболее вероятно проявление оползневого процесса блокового типа в районе ПК 1–3 с зеркалом скольжения на глубине 6–9 м – это граница раздела озёрно-аллювиальных пластичных глин и водонасыщенных песков аллювиального генезиса.

3. Сопутствующие участки деляпсия находятся в районе ПК 4–8 и ПК 11–14 с глубиной смещения пород 4–6 м.

4. Грунты, входящие в состав оползневых масс и деляпсия: пески, суглинки, техногенные насыпи, почвенно-растительный слой.

Общие результаты обработки данных ВЭЗ приведены в табл. 2.

Таблица 2

Результаты обработки данных ВЭЗ по выявлению участков активизации оползневых процессов и деляпсия на оползневом склоне в долине р. Сысолы, парк им. С.М. Кирова, г.Сыктывкар

Участки возможной активизации оползневых процессов			Участки деляпсия	
№ профиля ВЭЗ	№ пикета	Δh , м	№ пикета	Δh , м
1	—	—	14–16	2 – 6
2	1 – 3	6 – 9	4 – 8	4 – 6
			11–14	4 – 5
3	1 – 6	3 – 7	9–13	3 – 6
4	1 – 4	7 – 10	6 – 9	3 – 6
			11–15	3 – 5
5	4 – 6	5 – 8	7 – 9	5 – 7
	10 – 11	2 – 4	12 – 13	2 – 5

В сводной таблице данных (табл. 3) видно, что динамическая устойчивость грунтов четвертичных отложений, слагающих оползневых склон, начинает нарушаться в диапазоне частот колебаний для несвязных грунтов 4–12 Гц, для связных грунтов – 12–14 Гц.

Таблица 3

Результаты испытания грунтов на динамическую устойчивость, отобранных из массива оползневого склона в долине р. Сысолы, парк им. С.М. Кирова, г. Сыктывкар

Тип грунта	h , м	$\alpha^{\text{эф}}$, м/с ²	ν , Гц
Маловлажный мелкозернистый песок (aIII-IV)	0.5-0.7	1.59	8–12
Сильно увлажненный тонкозернистый песок (aIII-IV)	0.8-1.0	1.62	10–14
Полутвердая глина (laIIč)	3.0-4.0	2.54	12
Дресва	1.5-2.0	1.59	8–22
Водонасыщенный тонкозернистый песок (aIII-IV)	3.0-4.0	0.29	4–18
Обводненный мелкозернистый песок (aIII-IV)	5.0-5.5	0.29	4–14
Маловлажный среднезернистый песок (laIIč)	3.0-3.5	1.62	10–18
Супесь мягкопластичная с прослоями песка (aIII-IV)	3.2-3.4	2.54	14–18

Примечание – h , м – глубина отбора грунта; $\alpha^{\text{эф}}$, м/с² – предельное ускорение устойчивости.

В заключение отметим, что на оползневом склоне в долине р. Сысолы, в нижнем течении, в районе парка им. С.М. Кирова по результатам ВЭЗ выделены зоны ослабления на сдвиг грунтовых масс и зоны деляпсия. Ослабленная часть геологического разреза сложена глинами и суглинками, создающими препятствие для разгрузки водоносных горизонтов. В геологическом разрезе оползневого склона есть горизонты, характеризующиеся низкой устойчивостью к динамическим воздействиям в полосе частот колебаний 4–14 Гц, вполне

соответствующих от источников техногенного характера. По данным исследований построена схема зон ослабления и деляпсия на оползневом склоне с обозначением направления возможного дальнейшего развития оползневых процессов (рис. 2). Данные процессы, с высокой долей вероятности, охватят всю площадь парка вверх по склону с распространением на близстоящие здания и инженерные сооружения.

Список литературы

1. Емельянова Е.П. Основные закономерности оползневого процесса. М.: Недра, 1972. 310 с.
2. Лютое В.А., Шушкова (Вихоть) А.Н., Лютова Н.В. Геофизические методы определения оползней г.Сыктывкара // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России, Т. 2. Сыктывкар: Геопринт, 2014. С. 79–81.
3. Лютое В.А., Шушкова (Вихоть) А.Н., Лютова Н.В. Изучение оползней геофизическими методами // Вестник Института геологии, №10, 2013. С. 21–23.
4. Петров Н.Ф. Оползневые системы. Сложные оползни (аспекты классификации). Кишинёв: Штиинца, 1988. 226 с.
5. Хмелевской В.К. Электроразведка. М.: Изд-во МГУ, 1984. 422 с.
6. Шушкова (Вихоть) А.Н. Типы оползневых процессов, выявленных в пределах г.Сыктывкара и его окрестностей на р.Сысоле // Строение литосферы и геодинамика. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. С. 138–140.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ И МИКРОАГРЕГАТНЫЙ СОСТАВ ПАЛЕОГЕНОВЫХ АЛЕВРИТОВ ЮГО-ВОСТОКА БЕЛАРУСИ

О.И. Галезник

Гомельский государственный университет имени Ф. Скорины, г. Гомель
e-mail: olka-lelya88@mail.ru

Олигоценовые породы Беларуси – это грунты, сформировавшиеся на рубеже существования и регрессии последнего морского бассейна и окончательного установления геократической обстановки на территории страны. Они получили широкое распространение на юге республики, чаще залегают на глубинах 100–110 м; на юго-востоке по долинам Днепра, Сожа и Ипути отложения часто выходят на дневную поверхность. Последнее предопределило активное их использование в качестве оснований и среды для различных сооружений. Особенно это ярко выражено на территории Гомеля, где согласно новому генеральному плану развития города 2011 г., предусмотрено широкое освоение долинного комплекса Сожа и его притоков (Ипуть, Уза), в пределах которого олигоценовые породы залегают под аллювиальными отложениями на глубинах менее 10 м.

Олигоценовые породы на территории Беларуси изучались многими исследователями в разных аспектах: стратиграфии и условий залегания (Р. Мурчисон, Э. Вернейль, А. Кайзерлинг, К.М. Милашевич, П.Я. Армашевский, А.П. Карпинский, А.Э. Гедройц, Е.В. Оппоков, Н.А. Соколов, С.С. Маныкин, Л.Ф. Ажгиревич, Л.Н. Богомолова, Б.Н. Гурский, Р.А. Зинова, З.М. Невмержицкая и др.), палеонтологии (А.Ф. Бурлак, П.И. Дорофеев, Ю.В. Зосимович, Т.Б. Рылова, А.В. и К.Б. Фурсенко, Т.В. Якубовская и др.), литологии и геохимии (Я.И. Аношко, А.Г. Бер, В.Е. Бордон, В.А. Вечер, Я.Е. Гольбрайх, З.А. Горелик, К.Е. Дунаева, Н.В. Зайцева, Е.А. Ильин, В.А. Кузнецов, Э.А. Левков, В.К. Лукашев, В.Г. Макаров, Л.И. Матрунчик, Л.И. Мурашко и др.). При этом в инженерно-геологическом отношении олигоценовые грунты остаются до сих пор малоизученными, что и определяет актуальность данных исследований.

Для проведения лабораторных исследований с целью изучения инженерно-геологических свойств грунтов автором были отобраны образцы на территории участков «Севруки» Гомельского района и санитарно-защитной зоны ОАО «Гомельский химический завод».

Были проведены следующие исследования:

- гигроскопическая влажность исследуемых образцов (ГОСТ 5180-84);
- гранулометрический и микроагрегатный состав (ГОСТ 12536-2014).

Под *гигроскопической влажностью* понимается отношение массы воды, удаляемой из образца воздушно-сухого грунта (высохшего на воздухе при данной температуре и влажности воздуха) высушиванием до постоянной массы, к массе высушенного грунта, выраженное в процентах [6].

Определение влажности грунтов проводилось по ГОСТ 5180-84 [1] методом высушивания до постоянной массы. Влажность образца грунта участка санитарно-защитной зоны ОАО «Гомельский химический завод» составила 4.64 %, а для образца грунта участка «Севруки» Гомельского района – 1.75 %.

Плотность частиц грунта определялась пикнометрическим методом по ГОСТ 5180-84 [1] и составила для двух образцов значение 2.65 г/см³. Полученное значение отражает природу входящих в грунт минералов.

Количественные соотношения и размер слагающих грунты элементов имеют огромное значение при оценке инженерно-геологических свойств грунтов. Все дисперсные горные породы состоят из частиц одной или, чаще всего, нескольких фракций. Под фракцией понимается группа частиц определённого размера, обладающих некоторыми достаточно постоянными общими физическими свойствами [4, с. 144–145].

Под гранулометрическим составом понимается количественное соотношение различных фракций в дисперсных породах, т. е. гранулометрический состав показывает, какого размера частицы и в каком количестве содержатся в той или иной породе. Количество и размер

первичных частиц в грунте определяют его первичную, или предельную, дисперсность. Вторичная, или природная дисперсность, характеризуемая микроагрегатным составом, учитывается при анализе как первичные, так и вторичные частицы. Для инженерно-геологической характеристики горных пород необходимо знать как гранулометрический, так и микроагрегатный состав. В связи с тем, что гранулометрический состав характеризует предельную дисперсность, он является весьма удобным классификационным показателем. Микроагрегатный состав используется для характеристики структурных связей в породе [4, с. 144–145].

Гранулометрический и микроагрегатный состав образцов определялся пипеточным методом. Результаты эксперимента представлены в таблице.

Таблица

Определение гранулометрического и микроагрегатного состава глинистых грунтов

Фракции грунта, мм	Содержание, %			
	Образец грунта участка санитарно-защитной зоны ОАО «Гомельский химический завод»		Образец грунта участка «Севруки» Гомельского района	
	Грануло- метрический состав	Микроагрегатный состав	Грануло- метрический состав	Микроагрегатный состав
более 10	0	0	0	0
10 – 5	0	0	0	0
5 – 2	0	0	0	0
2 – 1	0.188	0.204	0	0
1 – 0.5	2.423	2.449	0.101	0.108
0.5 – 0.25	3.880	4.208	0.508	0.473
0.25 – 0.1	5.640	4.543	0.422	0.890
0.1 – 0.05	59.643	59.337	69.09	71.65
0.05 – 0.01	9.182	7.834	11.192	7.343
0.01 – 0.005	3.760	5.013	3.053	4.274
0.005 – 0.002	5.531	6.594	4.884	6.105
0.002 – 0.001	3.169	1.925	4.035	1.628
менее 0.001	6.684	7.893	6.715	7.529

Важным параметром, определяющим многие свойства грунтов, является неоднородность. Количественно неоднородность глинистых грунтов можно оценить *коэффициентом неоднородности* (по Хазену). Если $K_n > 5$ для глин грунты считаются неоднородными [3, с. 159].

В нашем случае образцы грунта являются неоднородными: для грансостава $K_n = 31.66$, а для микроагрегатного $K_n = 36.26$ (образец участка территории «Севруки»); для грансостава $K_n = 34.76$, а для микроагрегатного $K_n = 33.49$ (образец участка санитарно-защитной зоны ОАО «Гомельский химический завод»).

Для сравнения микроагрегатного и гранулометрического состава алевритов были проведены вычисления коэффициента агрегированности по И.М. Горьковой [5, с. 115; 172].

Для участка территории «Севруки» наиболее агрегированы мелкие пылеватые частицы фракции (0.002–0.001) ($K_n = 0,40$) и пылеватые частицы крупной фракции (0.05–0.01 мм) ($K_a = 0.66$). Здесь и содержатся микроагрегаты, которые при диспергировании переходят во фракции мелкой пыли (0.01–0.005 мм, $K_a = 1,40$), (0.005–0.002 мм, $K_a = 1.25$) и глинистые частицы (менее 0.001 мм $K_a = 1.21$).

Для участка санитарно-защитной зоны ОАО «Гомельский химический завод» также наиболее агрегированы мелкие пылеватые частицы ($K_a = 0.61$) и крупные пылеватые частицы

($K_a=0.85$), в которых содержатся микроагрегаты, переходящие при диспергировании во фракции мелких пылеватых частиц ($K_a=1.21-1.33$), а также в глинистые частицы ($K_a=1.18$).

В почвоведении почвенные агрегаты делятся на три группы [5, с. 52]: микроагрегаты < 0.25 ; мезоагрегаты $0.25-7$; макроагрегаты > 7 . В исследуемых грунтах преобладают микроагрегаты, т.к. они в процентном содержании составляют 99.4 % (для участка территории «Севруки») и 93.512 % (для участка санитарно-защитной зоны ОАО «Гомельский химический завод») массы исследуемого грунта. Оставшаяся часть – мезоагрегаты. Макроагрегаты отсутствуют.

По классификации Охотина данные образцы грунта относятся к супеси тяжёлой, т.к. содержание глинистых частиц (меньше 0.002 мм) составляет до 10 %, а песчаных частиц (0.05-2 мм) больше, чем пылеватых (0.002–0.05 мм) [2, с. 205].

По классификации Качинского грунты являются супесью, т.к. содержание физической глины (частицы меньше 0.01 мм) находится в пределах 10–20 %, а содержание физического песка (частицы больше 0.01 мм) – в пределах 80–90 % [2, с. 205–207].

Таким образом:

- исследуемые грунты являются неоднородными;
- наиболее агрегированы мелкие пылеватые частицы фракции (0.002–0.001 мм) и пылеватые частицы крупной фракции (0.05–0.01 мм);
- среди почвенных агрегатов преобладают микроагрегаты;
- по классификации Охотина данные грунты относятся к супесям тяжёлым, а по классификации Качинского грунты являются супесями.

Список литературы

1. ГОСТ 5180-84. Методы лабораторного определения физических характеристик.
2. Трофимов В.Т., Королёв В.А., Вознесенский Е.А., Голодковская Г.А., Васильчук Ю.К., Зиангиров Р.С.; Грунтоведение. 6-е изд., перераб. и доп. М.: Изд-во МГУ, 2005. 1024 с.
3. Дмитриев В.В., Л.Л. Ярг Методы и качество лабораторного изучения грунтов. М.: КДУ, 2008. 542 с.
4. Ананьев В.П., Потапов А.Д. Инженерная геология: учеб. для строит. спец. вузов. 3-е изд., перераб. и испр. М.: Высш. шк., 2005. 575 с.
5. Ковда В.А., Розанова Б.Г. Почвоведение: в 2 ч.. М.: Высш. шк. Ч. 1, 1988. 400 с.
6. Чаповский Е.Г. Лабораторные работы по грунтоведению и механике грунтов: учеб. пособие. М.: Недра, 1975. 304 с.

ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА СОСТОЯНИЯ ВОЗДУШНОЙ СРЕДЫ Г. НОВОЧЕРКАССКА

Дудкина А.Е.

Южно-Российский государственный политехнический университет (НПИ)

имени М.И. Платова, г. Новочеркасск

e-mail: annamakogon@mail.ru

Состояние воздушной среды оказывает важнейшее влияние на состояние здоровья населения. Вследствие техногенного загрязнения окружающей среды изменяется состояние атмосферного воздуха, что влияет на структуру заболеваемости населения. Анализ загрязнения атмосферного воздуха является актуальной задачей современных геоэкологических исследований.

Город Новочеркасск – один из наиболее неблагоприятных в экологическом отношении городов Юга России. Согласно полученным результатам многолетних исследований [6] для Новочеркасска характерен высокий уровень техногенной нагрузки, в особенности загрязнения объектов окружающей природной среды и питьевой воды, на фоне низкого уровня качества жизни населения обуславливают катастрофическое ухудшение здоровья населения, особенно детской его части.

Рассматривая графики динамики выбросов загрязняющих веществ от стационарных источников в Ростовской области и г. Новочеркасске (рис. 1), можно наблюдать подобные тенденции для области и города: высокие уровни выбросов характерны для 2008 и 2014 г., низкие уровни наблюдаются в 2007 и 2015 г., что объясняется увеличением и уменьшением объёмов производственной деятельности, в зависимости от экономической ситуации и конъюнктуры рынка. Выявленные тенденции динамики подтверждают наиболее весомый вклад промышленных предприятий г. Новочеркасска именно в загрязнение атмосферного воздуха всего региона, в отдельные годы этот вклад составлял более половины объёмов выбросов в области (59.5 % – 2006 г., 58.1 % – 2008 г., 59.1% – 2013 г.).

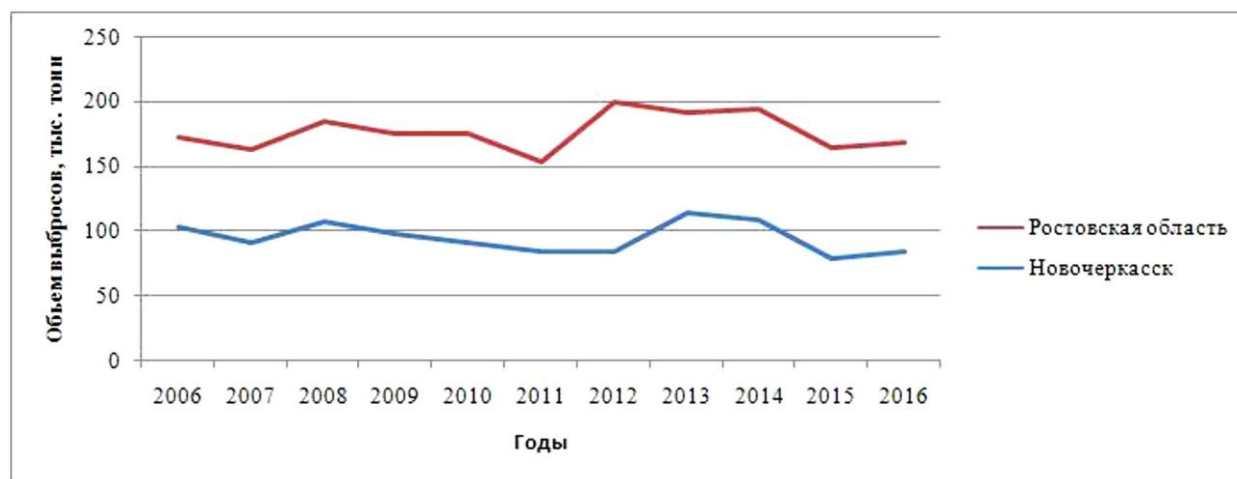


Рис. 1. Динамика выбросов загрязняющих веществ от стационарных источников в Ростовской области и г. Новочеркасске за период с 2006 по 2016 г., тыс. т. [1, 4, 5].

Высокий уровень загрязнения атмосферы в г. Новочеркасске объясняется тем, что в городе основной вклад в выбросы от стационарных источников вносят промышленные предприятия теплоэнергетики, цветной металлургии, нефтехимии, машиностроения и производства строительных материалов. Это основные градообразующие предприятия – филиал ПАО «ОГК-2» Новочеркасская ГРЭС, ОАО «Новочеркасский электродный завод», ОАО «Новочеркасский завод синтетических продуктов», ОАО «Новочеркасский электровозостроительный завод», МУП тепловых сетей [1]. При этом Новочеркасская ГРЭС является пятой по установленной мощности, четвёртой по выработке электроэнергии и второй по объёму выбросов загрязня-

ющих веществ тепловой электростанцией в России [2]. На предприятии наблюдается устойчивая тенденция к уменьшению выбросов в связи с мероприятиями по техническому перевооружению и внедрением системы экологического менеджмента. В 2016 году введён в эксплуатацию энергоблок №9 Новочеркасской ГРЭС – первый в российской энергетике, работающий по технологии «циркулирующего кипящего слоя». Сегодня оборудование имеет лучшие экологические характеристики среди действующих угольных энергоблоков страны [3]. Для количественной оценки качества атмосферного воздуха используется понятие концентрации содержания примесей – количества вещества, содержащегося в единице объёма воздуха, приведённого к нормальным условиям. Качество атмосферного воздуха может считаться удовлетворительным, если содержание примесей в нём не превышает предельно допустимых концентраций (ПДК). Согласно статистическим данным [4] высокий уровень загрязнения атмосферного воздуха в г. Новочеркасске формируют концентрации формальдегида, пыли, оксида углерода, диоксида азота, фторида водорода. При этом в г. Новочеркасске значительно выше предельно допустимых концентраций содержание в атмосферном воздухе пыли (0.4 мг/м^3 при норме 0.15 мг/м^3) и формальдегида (0.017 мг/м^3 при норме 0.01 мг/м^3), а уровень оксида углерода (3.0 мг/м^3) и диоксида азота (0.04 мг/м^3) достигают уровня значения ПДК.

Маршрутное обследование уровня загрязнения атмосферного воздуха [4] в 2015 г. проводилось с апреля по сентябрь в 3-х точках, расположенных в различных частях города: 1-я – в районе пл. Левски, 2-я – в районе пл. Троицкой, на спуске Герцена, 3-я – в Промышленном районе, по ул. Гвардейской, 9. Наибольшая запылённость (средняя концентрация пыли) и средняя концентрация диоксида серы отмечались в районе пл. Левски и пл. Троицкой, равномерная концентрация оксида углерода и фенола наблюдалась по всем пунктам наблюдения, наибольшая концентрация формальдегида отмечалась в Промышленном районе, оксида азота – в районе пл. Левски (рис. 2). Наибольшие средние концентрации загрязняющих веществ в районе пл. Левски и пл. Троицкой, наиболее вероятно, связаны с выбросами автотранспорта, а загрязнение воздуха формальдегидом происходит вследствие выбросов промышленных предприятий.

Методом кластерного анализа было проведено группирование городских округов (с наибольшими концентрациями вредных примесей) Ростовской области по уровню загрязнения атмосферного воздуха в 2015 г. (рис. 3). Был использован метод иерархической кластеризации (метод Варда). Статистической основой анализа послужили данные по средним концентрациям вредных примесей (взвешенные вещества, диоксид серы, оксид углерода, диоксид азота, оксид азота, фенол, фторид водорода, формальдегид, бензапирен) за 2015 г. по 7 городским округам Ростовской области.

По результатам кластерного анализа мы выделили 4 группы городских округов по уровню загрязнения атмосферного воздуха в 2015 г. Первая группа с повышенным уровнем загрязнения атмосферного воздуха, в состав которой входят гг. Азов, Ростов-на-Дону, Шахты; вторая группа с высоким уровнем загрязнения воздуха (г. Новочеркасск), третья группа со средним уровнем загрязнения (г. Таганрог), четвёртая группа с низким уровнем загрязнения (гг. Волгодонск, Цимлянск). Данные проведенного анализа в целом подтверждаются индексом загрязнения атмосферы (ИЗА). Уровень ИЗА считается менее 5 – низкий; от 5 до 6 – повышенный; от 7 до 13 – высокий; 14 и более – очень высокий. Так, для первой группы ИЗА [4] изменяется от 4.3 до 6, для второй группы составляет 7.2, для четвёртой группы колеблется от 0.15 до 2.5.

Таким образом, наш анализ подтверждает отнесение г. Новочеркаска к населённым пунктам с высоким уровнем загрязнения атмосферного воздуха. Одним из важнейших источников загрязнения воздушной среды на протяжении периода исследования являются выбросы промышленных предприятий, поэтому необходимо улучшение качества очищения промышленных выбросов, продолжать мероприятия по озеленению и улучшению санитарного состояния природного комплекса города.

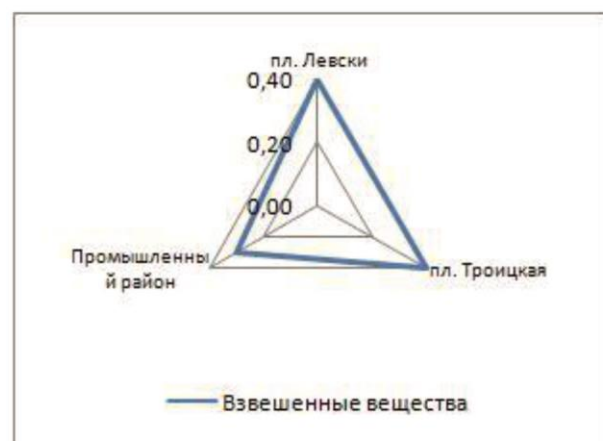
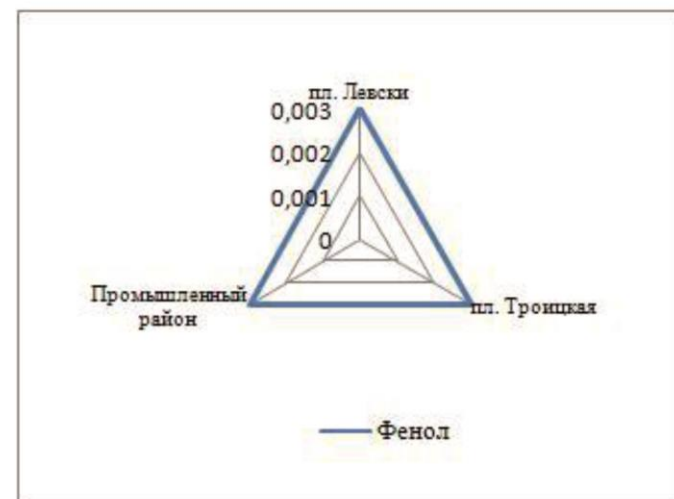
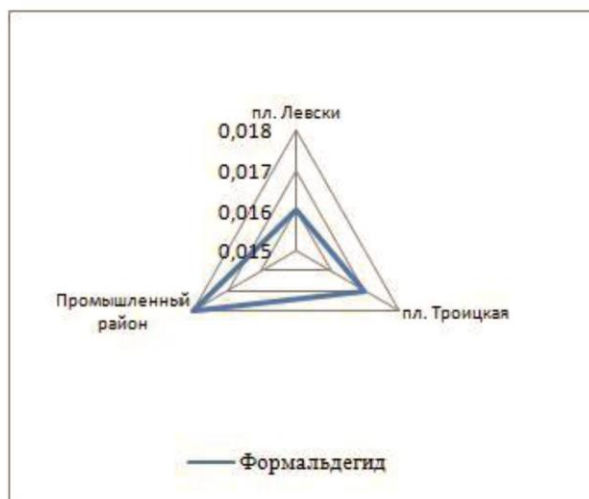


Рис. 2. Средние концентрации загрязняющих веществ по трём точкам наблюдения в г. Новочеркасске за апрель–сентябрь 2015 г., мг/м³ (построено по данным [4]).

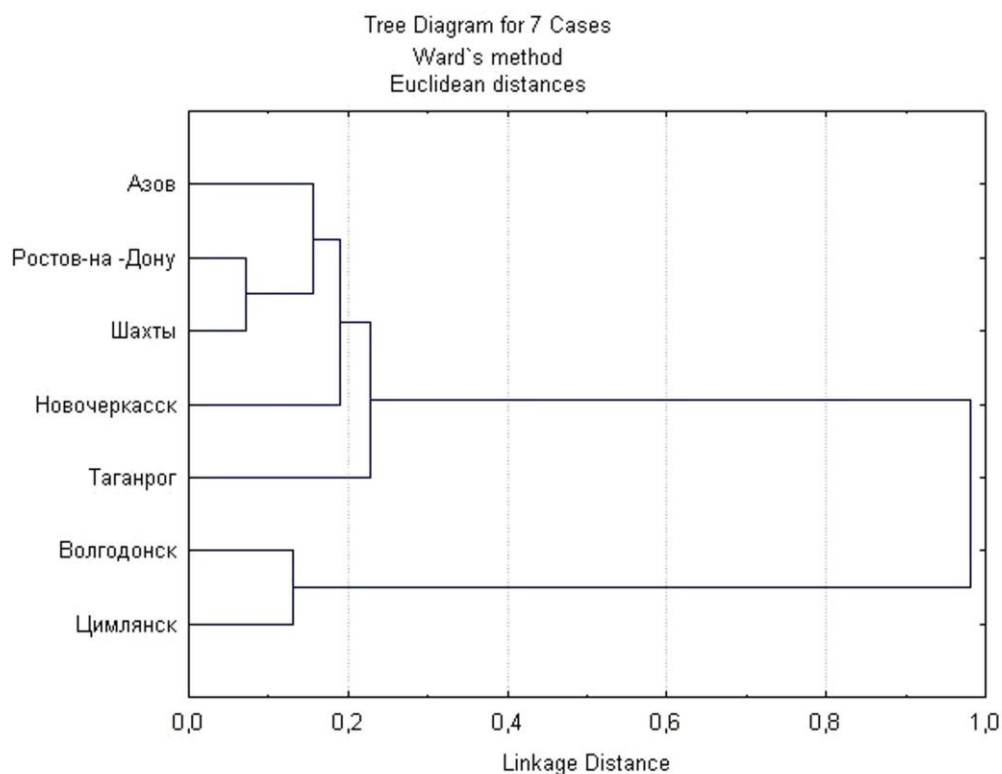


Рис. 3. Группирование городских округов Ростовской области по уровню загрязнения атмосферного воздуха в 2015 г. (построено по данным [4]).

Список литературы

1. Регионы России. Социально-экономические показатели. 2016 : Стат. сб. / Росстат. М., 2016. 1326 с.
2. Отчёт о корпоративной устойчивости и социальной ответственности ОАО «ОГК-2» за 2011 год [Электронный ресурс]. Режим доступа: <https://fs.moex.com/content/annualreports/.../1453-1-go-ogk-2-2011-02.doc>.
3. Официальный сайт ПАО «ОГК-2». Режим доступа: <http://www.ogk2.ru>.
4. Экологический вестник Дона. О состоянии окружающей среды и природных ресурсов Ростовской области в 2015 году / Под общ. ред. В.Н. Василенко, Г.А. Урбана, А.Г. Куренкова, С.В. Толчевой, С.Ю. Покуля. Ростов-на-Дону, 2016. 369 с.
5. Экологический вестник Дона. О состоянии окружающей среды и природных ресурсов Ростовской области в 2010 году / Под общ. ред. С.Ф. Трифонова, Г.И. Скрипки, М.В. Парашенко. Ростов-на-Дону, 2011. 370 с.
6. Экология Новочеркасска. Проблемы, пути их решения / Под общ. ред. Л.М. Родионовой, И.А. Богуша, Г.Н. Даниловой, Э.И. Ткачук. Ростов-на-Дону, 2001. 412 с.

ПОСТПИРОГЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЯЖЁЛЫХ МЕТАЛЛОВ В ЛЕСНЫХ ПОДСТИЛКАХ

Журкова И. С.

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

e-mail: zhurkova@igm.nsc.ru

Лесные пожары признаны одним из самых важных факторов перераспределения химических элементов на поверхности Земли. Количество пыли и аэрозолей, ежегодно поставляемое в атмосферу эмиссией лесных пожаров, столь значительно, что сопоставимо с выбросами вулканов (20–150 и 10–200 млн. т. соответственно) [9]. Ежегодное выгорание в Сибири огромных лесных площадей сопровождается выносом в атмосферу многих токсичных элементов, в частности свинца, кадмия, и переносом их на соседние территории и дальние расстояния [5]. На территории Сибири, лесной массив которой занимает 552 млн. га, ежегодно возникает до 30 тыс. пожаров в год, что приводит к уменьшению содержания элементов в одних местах и накоплению их на новых площадях [8].

К лесным горючим материалам относятся мхи, лишайники, лесные подстилки. Предметом наших исследований являются лесные подстилки. Подстилка принадлежит и надземному и подземному ярусам биогеоценоза и является той средой, которая соединяет эти ярусы в процессах биологического круговорота. Образование подстилки происходит за счёт опадения надземной фитомассы, в которую входят ветви, хвоя, шишки, кора и различные отмирающие растения напочвенного покрова [7]. Таким образом, лесная подстилка – это слой разлагающегося органического вещества (35% по массе и 75% по объёму) с примесью минеральных компонентов. Подстилки разделяют на три подгоризонта разной мощности с набором отличающихся количественно, а часто и качественно, процессов [3]. AOL – верхний слой, AOF – средний слой, АОН – нижний слой, смыкающийся с почвой. AOL образован свежим опадом, фракции которого (ветви, хвоя, листья) сохраняют свою морфологическую структуру. AOF – ферментативный слой, переплетён гифами грибов и имеет войлокообразную структуру [1]. В этом слое начинается синтез гумусовых веществ, максимальное выделение CO₂. В АОН снижается биомасса почвенных растений и грибов. Бактерии находятся в основном в споровых формах. С завершением распада органических веществ, поступивших с опадом, происходит конденсация ароматических соединений и усложнение молекул гумусовых веществ [4, 6]. Иглы сосны находятся в слое AOL около шести месяцев, в верхней части слоя AOF – два года и в нижней части того же слоя – около семи лет [10]. В лесных сообществах лесные подстилки играют весьма существенную роль. С одной стороны, это субстрат для прорастания семян лесных растений, источник и потенциальный резерв биогенных веществ и многих водорастворимых органических соединений, что обуславливает формирование специфической среды в ризосферной зоне подроста, с другой – подстилка является самым важным биогеохимическим барьером на пути миграции химических элементов в лесном биогеоценозе. Кроме того, подстилки, имея повсеместное распространение, горят при любом типе пожара и в той или иной степени становятся причиной атмосферной миграции элементов или перераспределения их по выгоревшей площади. Геохимический состав подстилок во многом определяется почвами и почвообразующими породами [11].

Цель работы – изучить распределение тяжёлых металлов, в частности кадмия и свинца в разрезе подстилки и оценить влияние пожара на их распределение.

Объекты и методы.

Экспедиционные исследования проведены в Караканском бору, в районе сёл Ерестная и Каменка Новосибирской области. Весной 2006 г. здесь возник пожар практически одновременно в нескольких местах, на расстоянии в десятки км друг от друга, что свидетельствует о преднамеренном поджоге. Скорость юго-западного ветра составляла 20–25 м/с при температуре 26–28 °С. Местность изобилует заболоченными местами в пониженных местах с небольшими речками и временными ручьями, пересыхающими в середине лета. Само пожа-

рище характеризуется отдельными различной формы пятнами, перемежающимися с остатками древесной растительности в пониженных местах. Площадь каждого верхового поварьного пожара составила от 17 до 214 га. В связи с этим, пожар классифицируется как сложный (смешанный), состоящий из верхового и низового. Разрезы подстилок отобраны в различных точках на фоновой и горелой поверхности.

Караканский бор – один из нескольких в цепочке Приобских боров, вытянутых вдоль долины Оби от предгорий Алтая до южной границы таёжной зоны. Существование их обусловлено песчаными грунтами, намытыми рекой и особым микроклиматом, также определяемым близостью к крупной водной артерии. Интересно, в связи с этим, явление соснового бора как такового. Экстразональное сообщество соснового бора в своих основных чертах повторяется от северной тайги до южных пределов распространения сосны в степной зоне. Его основные доминанты и характерные виды обладают довольно интересным комплексом адаптаций к условиям кислых бедных и периодически крайне сухих почв [12].

Разрез подстилки отбирали послойно в двенадцати точках (табл.), каждый слой высотой 1–2 см, размером 40 × 40 см, упаковывали отдельно от других. На фоновой поверхности было отобрано 7 слоёв, в отличие от поверхности низового пожара, где было возможно отобрать не более четырёх слоёв.

Таблица

Координаты отбора проб

Точки отбора	Фоновая поверхность	Точки отбора	Верховой пожар
1	N 54°17'20.3" E 082°08'27.0"	7	N 54°18'32.4" E 082°07'26.2"
2	N 54°16'56.4" E 082°08'17.9"	8	N 54°21'22.5" E 082°06'38.1"
3	N 54°16'06.8" E 082°06'43.0"	9	N 54°20'01.9" E 082°08'00.5"
4	N 54°21'36.2" E 082°05'46.7"	10	N 54°19'55.1" E 082°05'08.3"
5	N 54°18'46.9" E 082°00'57.2"	11	N 54°17'17.1" E 081°59'41.7"
6	N 54°20'29.5" E 082°03'41.5"	12	N 54°18'34.0" E 082°01'51.8"

После отбора почвы (подстилки) доведены до воздушно-сухого состояния сначала в полевых, затем в лабораторных условиях, после чего проведено изучение содержания свинца и кадмия атомно-абсорбционным методом на спектрометре SoolarM6 (фирмы Thermo-Electron, Англия) с Зеемановским и дейтериевым корректором фона. Аналитические работы проведены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН.

Мощность подстилок, образованных в местах низовых пожаров меньше мощности подстилок на фоновых площадях. В первом случае удалось отобрать не более четырёх слоёв, во втором количество слоёв доходило до семи. Низовой пожар сжигает верхнюю часть подстилок, в связи с чем верхний слой, состоящий из опавших хвои и листьев, значительно меньше, чем на фоне. Характер распределения элементов в разрезе подстилки фоновой и горелой поверхностей идентичен (рис.1).

В верхнем слое, состоящем в основном из опавшей хвои, содержание кадмия одинаково для фона и гари. Пожар любого вида приводит к выносу тяжёлых металлов в атмосферу, за счёт чего содержание на горелой поверхности ниже, чем на фоновой, подветренная сторона так же обогащается элементами, что приводит к накоплению и более высокому содержанию рассматриваемых элементов на такой поверхности. Однако с течением времени, в случае если нет дополнительных источников поступления рассматриваемых металлов, разница в содержании между фоновыми, горелыми и подветренными участками уменьшается, а в дальнейшем практически не наблюдается. И в этом случае распределение металлов в подстилке зависит от ее характера, типа и состава слоёв.

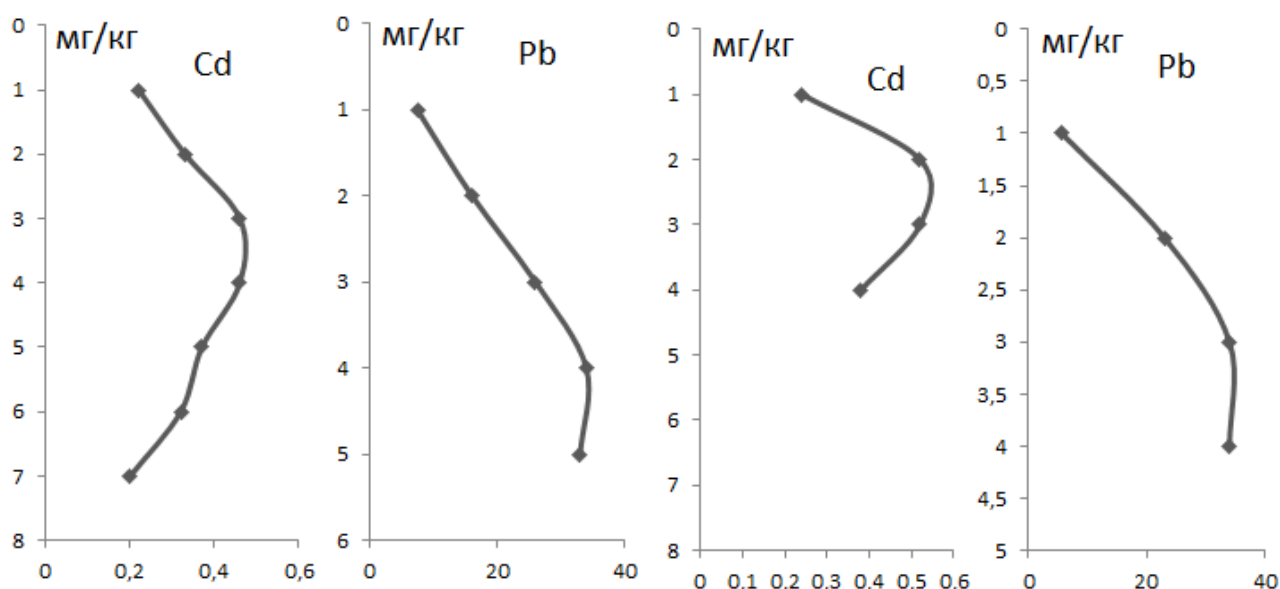


Рис. 1. Распределение тяжёлых металлов в вертикальном разрезе лесной подстилки: а – фоновая поверхность, б – поверхность после низового пожара.

Работа выполнена при поддержке РФФИ №18-35-00408 мол_а.

Список литературы

1. Гришина Л.А. Владыченский А.С. Опад и подстилка хвойных лесов Валдая // Почвы и продуктивность растительных сообществ, №4, 1979. С. 15–50.
2. Журкова И.С. Влияние низового пожара на перераспределение химических элементов // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, №3, Ч.2, 2014. С. 11–13.
3. Карпачевский Л.О. Подстилка особый биогоризонт лесного биогеоценоза /Роль подстилки в лесных биогеоценозах. М.: Наука, 1983. С. 88–89.
4. Курчева Г.Ф. Роль почвенных животных в разложении и гумификации растительных остатков. М., 1971. 154 с.
5. Малахов С.Г., Махонько Э.П. Выброс токсичных металлов в атмосферу и их накопление в поверхностном слое земли // Успехи химии, № 11, Т. 59, 1990. С. 1777–1798.
6. Перель Т.С. Распространение и закономерности распределения дождевых червей фауны СССР. М., 1979. 272 с.
7. Титлянова А. А., С. В. Шибарева. Подстилки в лесных и травяных экосистемах // Рос. Акад. Наук, Сиб. Отд-ние, Институт почвоведения и агрохимии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2012. 135 с.
8. Щербов Б.Л., Журкова И.С. Лесные пожары – важный фактор рассеяния и концентрирования химических элементов в ландшафтах Сибири // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, №3, Ч.2, 2014. С. 37–40.
9. Щербов Б.Л., Лазарева Е.В., Журкова И.С. Лесные пожары и их последствия. Новосибирск. ГЕО, 2015. 154 с.
10. Щербов Б. Л. Роль лесной подстилки в миграции химических элементов и искусственных радионуклидов при лесных пожарах в Сибири // Сиб. Экол. Журн., №2, 2012. С. 253–265.
11. Kendrick W.B. 1958. Microfungi in pine litter. Nature, v. 181, № 4006, P. 321–339.
12. http://sibecocentre.ru/var/fck/File/karakan_prelim_descr.pdf.

ТРАНСФОРМАЦИЯ КРУПНЫХ РЕЧНЫХ ДОЛИН В СВЯЗИ С ТЕХНОГЕННЫМ ОСВОЕНИЕМ И ТИПИЗАЦИЯ ХОЗЯЙСТВЕННЫХ МЕРОПРИЯТИЙ И СООРУЖЕНИЙ С УЧЁТОМ ИХ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ С РЕЧНЫМ РУСЛОМ

Н.И. Налегач

Гомельский государственный университет имени Франциска Скорины, Гомель

e-mail: nalegach@mail.ru

В настоящее время речные долины активно осваиваются как с целью возведения различных инженерно-промышленных сооружений, так и с целью расширения урбанизированных территорий, в случае невозможности использовать под застройку иные земли. Инженерно-хозяйственное освоение оказывает негативное влияние на состояние геологической среды, на поверхностный сток, режим и баланс подземных вод, на направленность и характер руслового процесса. Русловые процессы выражаются в изменении форм и параметров речных русел, происходящих под воздействием комплекса различных природных и антропогенных факторов.

В пределах речных долин крупных равнинных рек возводятся разнообразные инженерные сооружения: мостовые переходы, автомагистрали, гидросооружения, городские постройки, также здесь располагаются объекты сельского хозяйства, что ведёт к существенной трансформации элементов речной долины. Речные долины являются наиболее динамичными природными объектами, в пределах которых активно протекают процессы современного морфогенеза. В результате хозяйственного освоения речных долин формируются различные по занимаемой площади и объёму природно-технические системы, функционирование которых во многом зависит от особенностей проявления геолого-геоморфологических процессов. Хозяйственная деятельность человека оказывает значительное влияние на формирование и динамику русловых процессов и может сказываться на довольно протяжённых участках речного русла (десятки и сотни километров) [1, 2].

В русловом процессе чётко выделяются две категории деформации речного русла и поймы – необратимые или односторонние, характеризующиеся многолетним развитием реки и её приспособлением к изменениям природной среды и обратимые, представляющие собой переформирование речного русла и поймы, происходящее в результате переотложения наносов в ходе их транспортировки.

Природный процесс преобразования русла и поймы под действием энергии текущей воды может осложняться присутствием в речной долине инженерного сооружения. Наряду с естественными изменениями, происходящими в пределах русла и поймы инженерное сооружение также испытывает воздействие как природного, так и видоизменённого процесса переформирования русла. Всё разнообразие инженерных сооружений и видов проявления руслового процесса создаёт большое число форм взаимодействия между ними. В каждом конкретном случае прогноз русловых деформаций может быть составлен лишь на основании научной систематизации или классификации указанных форм взаимодействия. Для практических целей более удобно классифицировать не формы взаимодействия, а сооружения, распределив их по соответствующим типам взаимодействия с русловым процессом. Все инженерные сооружения, создаваемые в пределах речных долин и проводимые здесь мероприятия, в соответствии со степенью инженерного влияния на факторы руслового процесса, разделяются на два ранга: активные и пассивные [4].

Возведение активных сооружений приводит к изменению определяющих факторов; пассивные сооружения влияния на определяющие факторы не оказывают. Активные сооружения и хозяйственные мероприятия, проводимые в пределах долин крупных равнинных рек подразделяются на два типа. Сооружения и мероприятия первого типа приводят к одностороннему необратимому изменению большинства характеристик определяющих факторов в масштабе всей реки. Закономерное сочетание определяющих факторов создаёт определённый тип руслового процесса, их изменение может привести, в первую очередь, к

смене типа макроформ, к возникновению новых значений характеристик потока и русла. Активные сооружения первого типа в силу больших размеров и капитальности не оказывают существенного влияния на изменение русловых форм, но приводят к перестройке русловых форм на всех структурных уровнях.

К сооружениям и мероприятиям первого типа относятся: плотины гидроузлов; мостовые переходы, предмостовые дамбы; мероприятия по существенному отъёму жидкого стока из рек и каналов межбассейнового перераспределения воды; мероприятия по обводнению рек; массовые выемки аллювия из русел и пойм рек. Зона влияния сооружений и мероприятий первого типа может простираться как на всю длину речного русла, так и на её часть, охватывая ряд морфологически однородных участков.

Возведение сооружений и проведение мероприятий второго типа приводит к локальному изменению отдельных параметров определяющих факторов руслового процесса (водность, транспорт наносов и ограничивающие условия), и, как правило, не затрагивает коренной перестройки русла, а влияет лишь на развитие русловых образований на уровне мезоформ и микроформ. Следовательно, устойчивость сооружений второго типа зависит от природных изменений речных русел на уровне макроформ. Влияние мезоформ и микроформ на устойчивость сооружений второго типа будет проявляться в той степени, в какой эти сооружения нарушили режим потока и русла.

Среди сооружений второго типа выделяют группу сооружений, возводимых с целью управления русловым или пойменным процессом – это русловыправительные сооружения (запруды, полужапруды, шпоры, струенаправляющие дамбы, берегозащитные покрытия и т.п.); крупные судоходные прорезы и прорезы-каналы, спрямляющие излучины русел; дамбы обвалования. Проектирование таких инженерных сооружений должно вестись с учётом принципа инженерного воздействия: проектируемые сооружения должны таким образом воздействовать на морфологические элементы русловых форм, чтобы с их помощью можно было эффективно решать задачи по управлению русловым процессом на определённом участке реки.

Кроме того, ко второму типу относятся инженерные сооружения, близкие по своему воздействию на русловый процесс к руслорегулирующим сооружениям. Так, дорожные насыпи, устраиваемые на пойме вдоль русла реки, оказывают на русло влияние, подобное эффекту одностороннего обвалования; воздействие одиночных подводных карьеров можно сравнить с мероприятиями по устройству дноуглубительных прорезей и спрямлению русла и так далее. В отдельных случаях строительство таких сооружений, может приводить к заметной трансформации определяющих факторов руслового процесса и русловых форм на всех структурных уровнях. Это может наблюдаться при обваловании нескольких морфологически однородных участков реки, при изъятии из карьеров больших объёмов аллювия, значительно превосходящих объёмы естественного твёрдого стока; при многолетней аккумуляции руслоформирующих наносов в водохранилищах водозаборов.

К пассивным сооружениям относятся: безплотинные водозаборы, водосборы, магистральные трубопроводы, линии электропередач, линии связи, сооружаемые через реки, малые судоходные прорезы и подводные траншеи, сооружения курортно-оздоровительных комплексов, причалы и набережные [4].

Возведение в пределах речной долины пассивных сооружений не ведёт к изменению определяющих факторов руслового процесса. Расположение, длительность эксплуатации, конструктивные особенности и размеры сооружений таковы, что они не в состоянии изменить на заметном протяжении ни гидравлические параметры потока, ни режим транспорта наносов, ни ограничивающие факторы руслового процесса. В исключительных случаях при массовом возведении на реке подобных сооружений их воздействия на определяющие факторы может быть таким же, как у активных сооружений.

Пассивные сооружения подвержены воздействию всех типов русловых форм (макро-, мезо- и микроформ). Как и в группах активных сооружений, необходимо рассматривать

взаимодействие русловых форм и пассивных сооружений отдельно по каждому виду сооружений.

Переформирование макро- и мезоформ может привести к нарушению устойчивости всех видов пассивных сооружений. При проектировании пассивных сооружений необходимо учитывать тип руслового процесса и особенности тех русловых форм, под влияние которых попадает то или иное инженерное сооружение, а также необходимо учитывать диапазон русловых деформаций. В случае, если сооружение невозможно возвести за пределами установленных границ деформаций, задача его размещения решается одним из следующих способов [4]:

- стабилизация русла с помощью руслорегулирующих сооружений второго типа;
- выбор нового участка местоположения сооружения, приемлемого по развитию деформаций;
- разработка принципиально новой конструкции сооружения, которая позволит избежать влияния русловых деформаций.

Классификация инженерных сооружений, возводимых в пределах речных долин, имеет важное значение и рассматривается как одно из средств решения практических задач по учёту русловых деформаций.

Техногенное освоение речных долин оказывает влияние на изменение морфометрических характеристик русла; на смену одного типа русловых процессов другим; на изменение характеристик стока воды и наносов. В настоящее время взаимодействия человека и природы становится всё теснее, часто хозяйственная деятельность является фактором-толчком, приводящим к активному развитию негативных геолого-геоморфологических процессов. Разнообразные геологические риски, обусловленные оврагообразованием, оползнями и обвалами, деятельностью рек, с которыми сталкивается человек при освоении речных долин, часто приводят к значительным материальным потерям [3]. Также необходимо отметить, что, несмотря на серьёзное влияние хозяйственной деятельности человека на развитие русел и пойм рек, более интенсивные изменения русловых процессов и форм рельефа поймы связаны с действием естественных руслоформирующих факторов. Техногенез, влияющий на трансформацию русловых процессов, пока не сопоставим с ходом процессов естественного развития рек.

Список литературы

1. Павловский А.И., Желудович Т.А. Динамика русловых процессов под влиянием техногенеза // Рельеф и экзогенные процессы гор / Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием, посвящённой 100-летию со дня рождения доктора географических наук, профессора Л.Н. Иванковского (Иркутск, 25-28 октября 2011 г.). Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2011. Т. 2. С. 114–117.
2. Мележ Т.А., Павловский А.И. Оценка геологических рисков при хозяйственном освоении крупных речных долин равнинных рек // Экологический риск и экологическая безопасность / Материалы III Всероссийской научной конференции с международным участием (г. Иркутск, 24-27 апреля 2012 г.) Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2012. Т. 1. С. 228–231.
3. Павловский А.И., Мележ Т.А. Оценка возможных инженерно–геологических опасностей при освоении крупных речных долин Беларуси // Проблемы региональной геологии и поисков полезных ископаемых: материалы VII Университетских геол. Чтений. Минск, 2013. С. 139–141.
4. Рекомендации по учету деформаций речных русел при проектировании инженерных сооружений на реках зоны Байкало-Амурской железнодорожной магистрали, 1983. 137 с.

ЭКОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ ОБСЛЕДОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ ОТВЕДЁННОЙ ПОД СТРОИТЕЛЬСТВО ГАЗОПРОВОДА-ВВОДА ВЫСОКОГО ДАВЛЕНИЯ В Г. ГОРЯЧИЙ КЛЮЧ

Д.В. Тоболин, Н.В. Коханистая

Институт наук о Земле ЮФУ, Ростов-на-Дону

e-mail: tobolindmitry@yandex.ru

Необходимость проведения эколого-геофизических исследований обусловлена охраной окружающей среды и безопасностью рабочей зоны на время строительства газопровода. Сведения, полученные в ходе эколого-геофизического обследования территории, позволят разработать ряд мер, направленных на снижение негативного воздействия от источников возможного загрязнения как во время строительства, так и после введения в эксплуатацию газопровода.

Газопровод-ввод высокого давления – строящаяся часть газопровода в г. Горячий Ключ. Исследуемый участок располагается на окраине города, на незастроенном участке, который, в свою очередь, находится на северных склонах западной части Главного Кавказского хребта на реке Псекупс, в 45 км к югу от Краснодара (рис. 1).

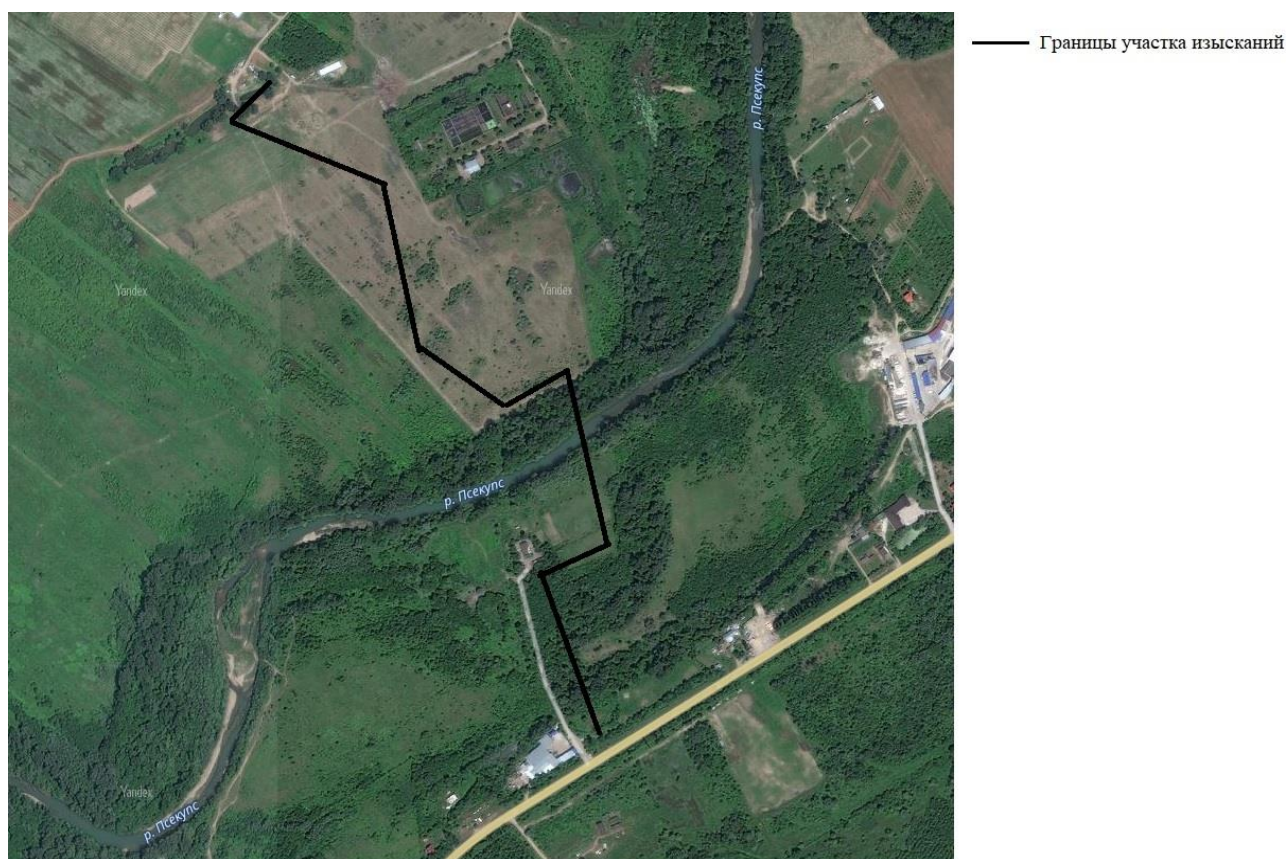


Рис. 1 Схема расположения объекта исследования [8].

Территория землеотвода под строительство газопровода представляет собой поле, покрытое травянистым покровом. Продвигаясь на север вдоль трассы, встречаются сельскохозяйственные угодья. Вблизи трассы изысканий располагается ферма, а также складские помещения. Общая длина проектируемого сооружения и прилегающих к нему территорий составляет примерно 1.6 км [8].

Для изучения эколого-геофизического состояния территории в ходе исследований были проведены замеры уровня шума и напряжённости электромагнитного поля, а также производилось радиологическое обследование территории.

Замер уровня шума, напряжённости электромагнитного поля проводился прибором «Экофизика-110А» на высоте 1.5...1.8 м от поверхности площадки. Во время измерений микрофон шумомера в точке был направлен в сторону основного источника звука и удалён более чем на 0.5 м от человека, проводящего измерения. В случае неопределённости направления преобладающего источника звука микрофон располагался вертикально вверх. Время экспозиции в точке составляло 3 минуты [2, 3]. Измерение уровня звука и напряжённости электромагнитного поля проводилось в 2 точках (рис. 2).

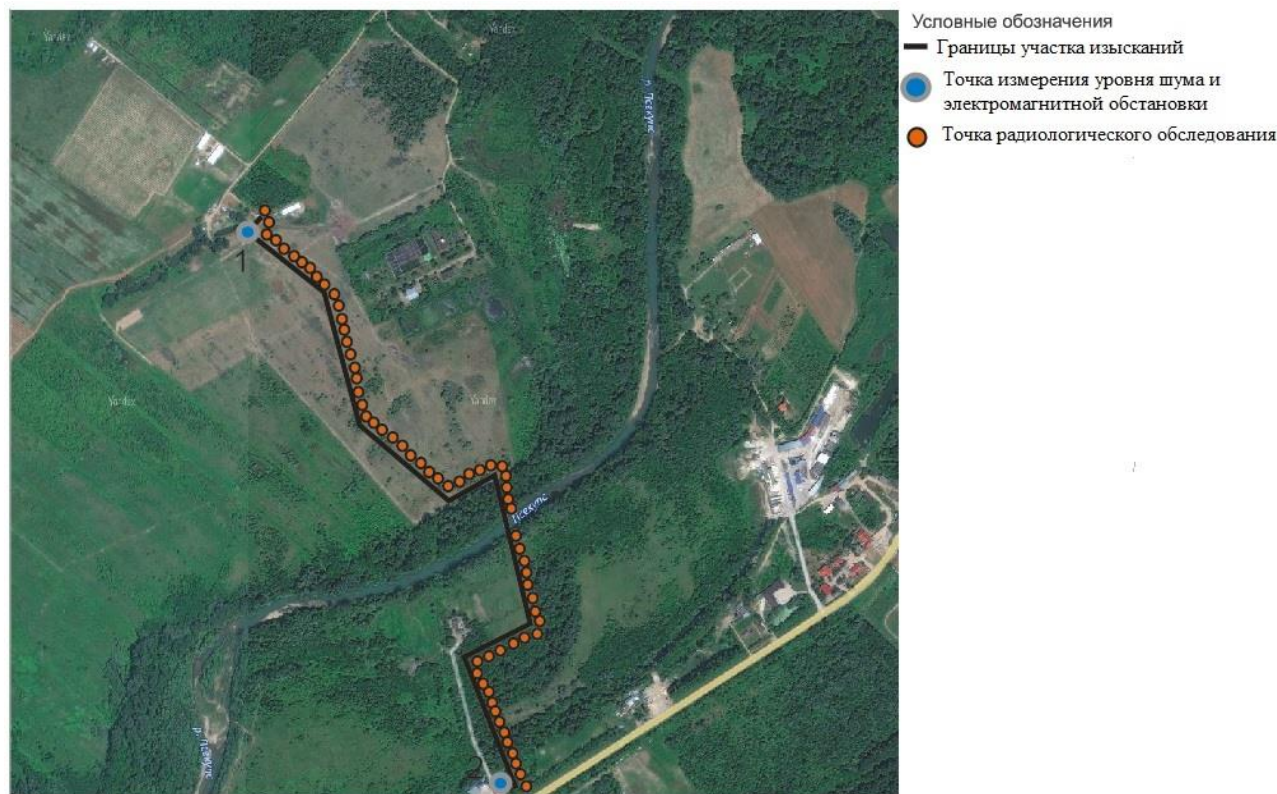


Рис. 2– Схема расположения точек обследования [8].

Шум на участке по характеру спектра и по временным характеристикам относится к широкополосному, прерывистому. Эквивалентный уровень звука в среднем равен 53 дБ А, диапазон 49.7...55.4 дБ А, а максимальный уровень 61.5 дБ А (табл. 1). Основным источником шума является автомобильная дорога, расположенная в непосредственной близости от участка исследований.

Таблица 1

Значения показателей акустической обстановки

Измеряемый параметр	Результаты измерения (в каждой точке), дБА	Допустимое значение [5]
Эквивалентный уровень шума	1. 49.7 2. 55.4	55
Максимальный уровень шума	1. 52.5 2. 61.5	70

Для ориентировочной оценки уровня шума были использованы значения 55 дБ А для эквивалентного и 70 дБ А для максимального уровней звука. Полученные в ходе измерений

значения не превышают допустимых, а, следовательно, можно говорить об отсутствии акустического загрязнения территории.

Согласно данным табл. 2, полученным в ходе электромагнитного обследования территории, напряжённость электрического поля и напряжённость магнитного поля во много раз меньше допустимых значений.

Таблица 2

Значения показателей электромагнитной обстановки

Измеряемый параметр	Единицы измерения	Результаты измерения (в каждой точке)	Допустимое значение [1, 6]
Напряжённость электрического поля	Кв/м	1. 0.4719 2. 0.7879	5
Напряжённость магнитного поля	кА/м	1. 0.02158 2. 0.01205	8

На основании этого можно говорить о благоприятном состоянии участка и отсутствии неблагоприятного электромагнитного излучения на организм человека в пределах исследуемого участка.

Во время радиологического обследования применялся поисковый дозиметр-радиометр ДКС-96-06 в режиме работы со звуковой индикацией, обеспечивающий регистрацию потока гамма-квантов в диапазоне энергий от 35 до 3000 кэВ при интенсивности от 0 до 10000 с⁻¹ [4]. Общее количество контрольных точек составило 65. Число повторных замеров в каждой точке – 5 с интервалом в 10 сек (рис. 2, табл. 3).

Таблица 3

Значения показателей радиационной обстановки

№ ПК	Н, мкЗв/ч	№ ПК	Н, мкЗв/ч	№ ПК	Н, мкЗв/ч
1	0.12±0.005	23	0.11±0.004	45	0.11±0.004
2	0.11±0.004	24	0.12±0.005	46	0.12±0.005
3	0.11±0.004	25	0.11±0.004	47	0.10±0.004
4	0.13±0.004	26	0.11±0.005	48	0.10±0.006
5	0.11±0.005	27	0.10±0.005	49	0.11±0.004
6	0.10±0.005	28	0.12±0.004	50	0.11±0.006
7	0.11±0.003	29	0.10±0.004	51	0.11±0.005
8	0.10±0.004	30	0.11±0.005	52	0.12±0.004
9	0.10±0.004	31	0.11±0.004	53	0.10±0.007
10	0.12±0.005	32	0.12±0.005	54	0.11±0.004
11	0.11±0.004	33	0.10±0.004	55	0.11±0.004
12	0.10±0.005	34	0.10±0.006	56	0.13±0.005
13	0.10±0.004	35	0.11±0.004	57	0.10±0.004
14	0.11±0.003	36	0.11±0.006	58	0.10±0.004
15	0.13±0.004	37	0.11±0.005	59	0.10±0.005
16	0.10±0.004	38	0.12±0.004	60	0.11±0.004
17	0.10±0.004	39	0.10±0.007	61	0.11±0.004
18	0.11±0.003	40	0.11±0.004	62	0.13±0.005
19	0.11±0.005	41	0.10±0.005	63	0.10±0.004
20	0.11±0.003	42	0.11±0.006	64	0.10±0.004
21	0.10±0.004	43	0.10±0.006	65	0.10±0.005
22	0.12±0.004	44	0.11±0.004		

Значения мощности эффективной дозы на всем протяжении обследуемого участка в среднем составляли 0.11 ± 0.004 мкЗв/ч, что значительно меньше установленного норматива: 2.5 мкЗв/ч [7].

Исходя из полученных данных, можно сказать, что участок соответствует требованиям санитарных правил и гигиенических нормативов по мощности дозы гамма-излучения для строительства любых объектов без ограничений.

Значения, полученные в ходе эколого-геофизического исследования, находятся в пределах норм, не наблюдается шумового, электромагнитного, а также радиационного загрязнения территории. Из этого следует, что на участке сложилась благоприятная обстановка.

Список литературы

1. ГН 2.1.8/2.2.4.2262-07 Предельно допустимые уровни магнитных полей частот 50 Гц в помещениях жилых, общественных зданий и на селитебных территориях // Введ. 2007-11-10 М: ГУ НИИ медицины труда Российской АМН, 2007. 6 с.
2. МИ ПКФ-09-001 Методика измерений уровней магнитного поля промышленной частоты с использованием анализаторов ОКТАВА-110А и Экофизика // Дата аттестации 2009-11-02. М: ООО ПКФ Цифровые приборы, 2009. 8 с
3. МИ ПКФ-09-002 Методика измерений уровней электрического поля промышленной частоты с использованием анализаторов ОКТАВА-110А и Экофизика // Дата аттестации 2009-11-02. М: ООО ПКФ Цифровые приборы, 2009. 11 с.
4. МУ 2.6.1.2398-08 Радиационный контроль и санитарно-эпидемиологическая оценка земельных участков под строительство жилых домов, зданий и сооружений общественного и производственного назначения в части обеспечения радиационной безопасности // введ. 2008-09-02. М: Государственное санитарно-эпидемиологическое нормирование Российской Федерации, 2003. 28 с.
5. СНиП 23-03-2003 Защита от шума // введ. 2004-01-01. М: Госстрой России, 2004. 31 с.
6. СанПиН 2.2.4.1191-03 Электромагнитные поля в производственных условиях // Введ. 2017-01-01. М: Министерство здравоохранения Российской Федерации, 2003. 38 с.
7. СанПиН 2.6.1.2523-09 (НРБ-99/2009) Ионизирующее излучение. Радиационная безопасность // введ. 2009-09-01. М: ФГУП НИИРГ, 2009. 100 с.
8. Технический отчет по результатам инженерно-экологических изысканий по объекту в г. Горячий Ключ // Ростов-на-Дону: ООО «УК ДонГис», 2016.

ОЦЕНКА ЭЛЕКТРОМАГНИТНОЙ ОБСТАНОВКИ В ПЕРВОМАЙСКОМ РАЙОНЕ ГОРОДА РОСТОВА-НА-ДОНУ

Р.Д. Шеремет

Институт наук о Земле ЮФУ, Ростов-на-Дону

e-mail: amorr9605@yandex.ru

В настоящее время одним из наиболее важных вопросов в физической экологии стало негативное воздействие электромагнитных полей на организм человека. Согласно проведённым исследованиям в данной области, интенсивное электромагнитное поле промышленной частоты (50 Гц) вызывает нарушение функционального состояния центральной нервной и сердечно-сосудистой систем [5]. Длительное пребывание в интенсивных электромагнитных полях приводит к развитию рака, лейкемии, дегенерации нервных клеток и другим заболеваниям [5]. Следовательно, возникает необходимость в проведении мониторинговых научных исследований в основных функциональных зонах населённых пунктов, в первую очередь, на территории крупных городов. Целью данных исследований является выявление зон повышенного риска, связанных с неблагоприятной электромагнитной обстановкой.

Город Ростов-на-Дону является административным центром Ростовской области, население по данным на 2017 год составляет более 1.1 млн. человек [3]. В Ростове-на-Дону существует 8 административных районов: Ворошиловский, Первомайский, Кировский, Ленинский, Советский, Железнодорожный, Октябрьский и Пролетарский.

В 2017 году Институтом наук о Земле ЮФУ было организовано и проведено исследование электромагнитного излучения промышленной частоты в четырёх основных функциональных зонах г. Ростова-на-Дону: селитебной, промышленной, транспортной и рекреационной.

Особое внимание было уделено Первомайскому району, который относится к «спальным». В данной части города проживает порядка 187 000 человек, площадь района составляет 44.1 км² [3]. В пределах данного района находится большое количество источников электромагнитного излучения: высоковольтные линии электропередач (ЛЭП), железнодорожные и трамвайные пути, распределительные станции.

Селитебная зона в пределах исследуемого Первомайского района включает в себя жилые массивы вдоль улиц Королева, Орская, Вятская.

К рекреационной зоне относятся Лелюшенковский лесопарк, Темерницкая роща, Сосновый бор.

Промышленная зона включает в себя территории расположения производственных предприятий города, таких как: «Континент» и «Актив».

Транспортная зона – это улицы Вятская, Орская, Армянская, Штахановского а также железнодорожные и трамвайные пути.

Для получения целостной картины электромагнитной обстановки замеры излучения проводились на пикетах с шагом 500 м. В том случае, если объект исследований имеет относительно небольшую площадь и нелинейную форму (парки, небольшие жилые кварталы в селитебной зоне), то измерения проходили по периметру и в центральной части объекта.

Следуя методике размещения точек измерения электромагнитной напряжённости, была составлена наблюдательная сеть, включающая вышеперечисленные селитебные, рекреационные, промышленные и транспортные объекты. Общее количество пунктов наблюдения составило 80: в селитебной зоне – 12, в рекреационной – 15, в промышленной – 17, в транспортной – 36. Все пункты замеров были приурочены к высоковольтным линиям электропередач и другим источникам электромагнитного излучения.

На каждом пикете проводились измерения напряжённости электрической (Е) и магнитной (Н) составляющих поля в полосе промышленной частоты 50 Гц с помощью прибора «ЭКО-ФИЗИКА-110А» с преобразователем ПЗ-80-ЕН-500. Аппаратурная погрешность $\pm 15\%$ приводит к необходимости как минимум трёх повторных замеров на каждом пикете. Таким образом,

обеспечивается точность полученных результатов и практически исключается погрешность в измерениях напряжённости электромагнитного поля. Замеры осуществлялись на высоте 1.8 м, что соответствует высоте головы человека среднего роста.

Согласно нормативным документам [2, 4] установлены предельно допустимые уровни (далее ПДУ) напряжения электрического и магнитного полей линий электропередач: для электрического значения: на территории зоны жилой застройки – 1 кВ/м, для рекреационной зоны – 5 кВ/м, для транспортной зоны – 10 кВ/м, для промышленной зоны – 15 кВ/м. Для магнитного излучения в нежилых помещениях жилых зданий, общественных и административных зданиях, на селитебной территории, в том числе на территории садовых участков не должно превышать 8 А/м, в остальных функциональных зонах – не более 16 А/м.

Результаты исследований приведены в табл. Указаны диапазоны значений электромагнитного поля для всех функциональных зон.

Таблица

**Результаты исследования электромагнитного излучения
в Первомайском районе г. Ростова-на-Дону**

№ п/п	Функциональная зона	Диапазоны значений Е, В/м	Диапазоны значений Н, А/м
1	Транспортная	0.12–412	0.04–0.62
2	Селитебная	0.05–2030	0.01–1.41
3	Рекреационная	0.05–2020	0.01–0.03
4	Промышленная	0.07–1400	0.01–0.39

Согласно полученным данным, ПДУ в селитебной и рекреационной функциональных зонах на некоторых пунктах замеров не соответствуют правилам, указанным в нормативных документах [2, 4]. В частности, в селитебной зоне, в пункте №11 по ул. Российская, значение электрической напряжённости составило 2030 В/м, что в два раза выше ПДУ. Такое явление связано с близким расположением пункта к источнику электрического излучения – железнодорожной ветке, на которой наблюдается интенсивное регулярное движение поездов от вокзала в северном направлении. Также в рекреационной зоне обнаружены повышенные значения в п-х 12–13. Это обусловлено той же причиной – пикеты приурочены к железнодорожным путям. Также в Первомайском районе были обнаружены экстремумы электромагнитного излучения, то есть сильно отличающиеся от общего фона значения: в транспортной зоне в пунктах №1–5 по ул. Вятская по электрической составляющей уровень излучения составил 356–412 В/м, что в сотни раз больше значений в соседних пунктах. Такой резкий перепад обусловлен месторасположением пункта вблизи мощных источников электромагнитного излучения: высоковольтных ЛЭП и распределительной станции. В промышленной зоне также наблюдается аналогичная ситуация в пунктах 11–14, магистральная высоковольтная ЛЭП проходит по данной территории.

Однако по магнитной составляющей на территории всех функциональных зон зафиксированы фоновые значения, резких перепадов не наблюдается. Это связано с большей эмиссией электрического излучения данными источниками.

Таким образом, электромагнитную обстановку в основных функциональных зонах Первомайского района г. Ростова-на-Дону следует считать неудовлетворительной, наблюдаются превышения ПДУ в ряде пунктов на территории селитебной и рекреационной зон. Также нестабильные значения электрической напряженности отмечаются и в остальных зонах. В связи с этим необходимо регулярно проводить мониторинг данного вида загрязнения окружающей среды, как на территории данного района, так и по всему городу. Рекомендуемая периодичность мониторинговых исследований – 1 раз за 6 месяцев.

Список литературы

1. *Абдуллоев С.С., Исматов Ф.Х., Ятимов Х.А.* Электромагнитные излучения и его влияние на биологические объекты // Вестник Курган-Тюбинского государственного университета имени Носира Хусрава, №2-1 (36), 2016. С. 51–55.
 2. Гигиенический норматив "Предельно допустимые уровни магнитных полей промышленной частоты в помещениях жилых, общественных зданий и на селитебных территориях" № 2.1.8/2.2.4. 2262-07.
 3. Население Ростова-на-Дону // Города России URL: города-россия.рф/sity_id.php?id=10 (дата обращения: 24.09.2017).
 4. СанПиН "Санитарные нормы и правила защиты населения от воздействия электрического поля, создаваемого воздушными линиями электропередачи переменного тока промышленной частоты" № 2971-84.
- Сидоренко В.М.* Механизм воздействия слабого электромагнитного излучения на человека // Известия Южного федерального университета. Технические науки, №10 (99), 2009. С. 83–87.

Организации-участники конференции

Башкирский государственный университет, г. Уфа.

Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт, г. Москва

Гомельский государственный университет им. Ф. Скорины, г. Гомель, Республика

Беларусь

Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа

Институт геологии Коми научного центра УрО РАН, г. Сыктывкар

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН,
г. Екатеринбург

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

Институт геофизики и инженерной сейсмологии им. А. Назарова НАН РА, г. Гюмри,
Республика Армения

Институт наук о Земле ФГАОУ ВО «ЮФУ», г. Ростов-на-Дону

Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань

Казахский национальный технический университет им.К.И.Сатпаева, г. Алматы,
Республика Казахстан

МБОУ СОШ №12, г. Октябрьский

Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва

НИГП АК «Алроса», г. Мирный

Оренбургский государственный университет, г. Оренбург

Пермский государственный национальный исследовательский университет, г. Пермь

ПАО «Самаранефтегеофизика», г. Самара

Самарский государственный технический университет, г. Самара

Санкт-Петербургский горный Университет, г. Санкт-Петербург

Санкт-Петербургский государственный Университет, г. Санкт-Петербург

Сибирский федеральный университет, г. Красноярск

Южно-Российский государственный политехнический университет (НПИ) имени М.И.
Платова, г. Новочеркасск

Южный федеральный университет, г. Ростов-на-Дону



ГЕОЛОГИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ И РЕСУРСНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ УРАЛА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Сборник статей VI Всероссийской молодёжной
геологической конференции с международным участием
Уфа, 25–29 сентября 2018 г.

Подписано в печать 20.09.2018.

Формат 60×84^{1/8}. Гарнитура «Times New Roman».

Усл. печ. л. 17,02.

Институт геологии
Уфимского федерального исследовательского центра
Российской академии наук
450077 г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2. Тел.: (347) 272-82-56.
Эл. почта: ig@ufaras.ru

Свое издательство
г. Санкт-Петербург, ул. Репина, 41. Тел.: +7 812 900-21-45.
Эл. почта: editor@isvov.ru

Автор фотографии на обложке Д.Е. Савельев