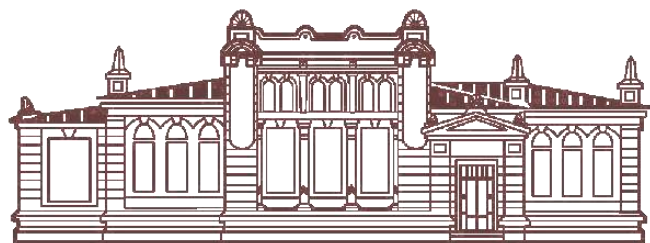


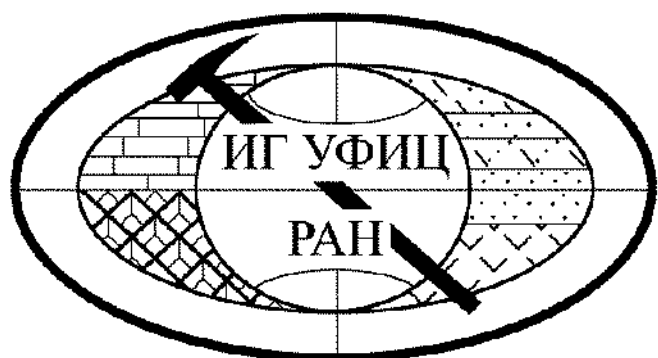
**ГЕОЛОГИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ И РЕСУРСНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ
УРАЛА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ**



**Сборник статей IX Всероссийской
молодёжной конференции**



Уфимский федеральный исследовательский
центр Российской Академии наук



ГЕОЛОГИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ И РЕСУРСНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ УРАЛА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Сборник статей IX Всероссийской молодёжной
конференции

Уфа 2021

УДК 55(470,57)

ББК 26.3

С23

Отв. редактор: к.г.-м.н. И.Р. Рахимов

**СБОРНИК СТАТЕЙ ВСЕРОССИЙСКОЙ МОЛОДЁЖНОЙ
С23 КОНФЕРЕНЦИИ «ГЕОЛОГИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ И
РЕСУРСНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ УРАЛА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ
ТЕРРИТОРИЙ». – Москва: Издательство «Перо», 2021 – 3,5 Мб.
[Электронное издание]**

ISBN 978-5-00189-590-9

В сборник статей IX Всероссийской молодёжной конференции “Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий”, проводимой Институтом геологии УФИЦ РАН, вошли материалы из 10 научно-образовательных и производственных организаций Уфы, Екатеринбурга, Сыктывкара, Москвы, Казани, Оренбурга (Российская Федерация); Гюмри (Республика Армения); Гомеля (Республика Беларусь). Представлены тезисы докладов 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, стратиграфии, минералогии, геофизики, геоэкологии, геохимии.

Оргкомитет

Рахимов Ильдар Рашитович, канд. геол.-мин. наук – председатель

Дурнаева Вера Николаевна
Шарипова Айсылу Азатовна
Сагдеева Нурия Сабировна

Материалы публикуются в авторской редакции

УДК 55(470,57)
ББК 26.3

ISBN 978-5-00189-590-9

© Коллектив авторов, 2021

© ИГ УФИЦ РАН, 2021

Содержание

1. РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ГЕОТЕКТОНИКА

- М.Б. Аносова, А.В. Латышев** СИНКОЛИЗИОННОЕ ПЕРЕМАГНИЧИВАНИЕ РИФЕЙСКИХ ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ) И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ 6
- Е.А. Володина, А.С. Трофимова** СОСТАВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ БЕЛОКАТАЙСКОЙ СВИТЫ НИЖНЕЙ ПЕРМИ (СРЕДНИЙ УРАЛ)..... 8
- И. А. Гаинцев, Ал. В. Тевелев** МЕЗОСТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЛАПТАПАЙСКОГО МАССИВА ПОЛЯРНОГО УРАЛА И ЛОКАЛИЗАЦИЯ ХРОМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ 11
- А.Н. Гараева, А.И. Латыпов, Д.Р. Зарипова** ЭЛЮВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЭРОЗИОННО-ДЕНУДАЦИОННЫХ ОСТАНЦЕВ БУГУЛЬМИНСКО-БЕЛЕБЕЕВСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ..... 16
- П.А. Луканова, А.А. Митин, Р.В. Мирнов, Р.Ф. Шарипов** ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ КАШИРСКОГО ГОРИЗОНТА ПЛАТФОРМЕННОГО БАШКОРТОСТАНА 21
- Дж.К. Карапетян, Г.А. Мкртчян** МАКРОСЕЙСМИЧЕСКОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ ЕРЕВАНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 13-го ФЕВРАЛЯ 2021 г. 22
- Оганесян, А.М. Аветисян, Г.А. Мкртчян, А.Г. Авдалян** СТРУКТУРНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ И ГЕОДЕЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ 26
- К.С. Попвасев, И.Л. Потапов** СТРУКТУРНО-МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПОРОД НЯРТИНСКОГО ГНЕЙСО-МИГМАТИТОВОГО КОМПЛЕКСА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)..... 30
- Б.В. Саакян, М.А. Мкртчян, Р.К. Карапетян, Э.Г. Геодакян** МОДЕЛЬ РАЗРЫВООБРАЗОВАНИЯ ШОРЖИНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 34
- В.И. Сначёв** К ИСТОРИИ ОБРАЗОВАНИЯ ГНЕЙСОВО-МИГМАТИТОВЫХ МАССИВОВ КОЧКАРСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)..... 38
- А.М. Фархутдинов** ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ФОРМИРОВАНИЯ КАРАТАУСКОГО СТРУКТУРНОГО КОМПЛЕКСА 42

2. СТРАТИГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ, ПАЛЕНТОЛОГИЯ

- Е. А. Латанова, А. В. Гусев** УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫХ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ Р. УФА В НЯЗЕПЕТРОВСКОМ РАЙОНЕ 45
- И.Р. Рахимов** ЛИТОЛОГИЯ ФЁДОРОВСКИХ РАЗРЕЗОВ КАЗАНСКОГО ЯРУСА ПЕРМСКОЙ СИСТЕМЫ В ЮЖНОМ ПРЕДУРАЛЬЕ..... 50
- М.А. Смакова** ВЛИЯНИЕ ВТОРИЧНЫХ ПРОЦЕССОВ НА ПУСТОТНОЕ ПРОСТРАНСТВО КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАШКИРСКОГО ЯРУСА ПЛАТФОРМЕННОГО БАШКОРТОСТАНА 54
- С.А. Солодова** КУККАРАУКСКАЯ И САЛИХОВСКАЯ СВИТЫ – МАРКИРУЮЩИЕ ТОЛЩИ ВЕНДА ЮЖНОГО УРАЛА И СОПРЕДЕЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛИТЫ..... 58
- Р.Ч. Тагариева** БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ МАКАРОВСКОГО ГОРИЗОНТА (ФАМЕНСКИЙ ЯРУС) В СТРАТОТИПИЧЕСКОМ РАЗРЕЗЕ КУККАРАУК ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА 64

3. МИНЕРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ

<i>Р.А. Гатауллин</i> ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА МИНЕРАЛОВ МИНДЯКСКОГО МАССИВА	68
<i>Д.Е. Савельев</i> К ПРОБЛЕМЕ ГЕНЕЗИСА ДУНИТОВ ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ И МАССИВОВ УРАЛО-АЛЯСКИНСКОГО ТИПА.....	72
<i>А.В. Сначёв</i> МОРФОЛОГИЯ И СОСТАВ ЗОЛОТА РОССЫПИ ТЕРРАСОВАЯ-II.....	76
<i>В.И. Сначёв</i> Р-Т УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ ЕЛАНЧИКОВСКОГО МАССИВА (ИЛЬМЕНОГОРСКО-СЫСЕРТСКИЙ БЛОК)	81

4. СОВРЕМЕННЫЕ ТЕХНОЛОГИИ ПРИ ПОИСКАХ, ОЦЕНКЕ, РАЗВЕДКЕ И РАЗРАБОТКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

<i>А. Zeinali, D. Mkhhtaryan</i> THE EFFECT OF GRAVEL AND SAND CHARACTERISTICS ON CONCRETE STRENGTH	86
<i>К.А. Каранетян, А.З. Чилингарян, Г.А. Мкртчян, Т.А. Чилингарян</i> ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВИДА КОРРЕЛЯЦИОННОЙ СВЯЗИ МЕЖДУ ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ И ГЕОХИМИЧЕСКИМИ ПАРАМЕТРАМИ	90
<i>Д.А. Махмутова</i> НОВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО ДЕВОНУ МАГНИТОГОРСКОЙ ЗОНЫ ЮЖНОГО УРАЛА.....	95
<i>Р.М. Мурзаков</i> ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССА РАЗРАБОТКИ НЕФТЯНЫХ ОТОРОЧЕК НЕФТЕГАЗОКОНДЕНСАТНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПРОВИНЦИИ.....	99
<i>А.Ю. Паньков</i> ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ИНЗЕРСКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ ЮЖНОГО УРАЛА	102
<i>Н.П. Парфирьев</i> ПАЛЕОМАГНИТНОЕ ИЗУЧЕНИЕ КАТАВСКОЙ СВИТЫ ЮЖНОГО УРАЛА..	106
<i>Т.А. Чилингарян, К.А. Каранетян, А. З. Чилингарян</i> ОБРАБОТКА ДАННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА КОРРЕЛЯЦИОННЫМ СПОСОБОМ.....	112

5. ГЕОЭКОЛОГИЯ; АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ НАУКИ

<i>А.И. Павловский, И.С. Ющенко</i> ТЕХНОГЕННАЯ ТРАНСФОРМАЦИЯ МОРФОЛИТОГЕННЫХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЕ НА ТЕРРИТОРИИ ГОРНОДОБЫВАЮЩЕГО ПРОИЗВОДСТВА	116
---	-----

1. РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ГЕОТЕКТОНИКА

СИНКОЛИЗИОННОЕ ПЕРЕМАГНИЧИВАНИЕ РИФЕЙСКИХ ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ) И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

М.Б. Аносова¹, А.В. Латышев^{1,2}

1-МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва

2-Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта, Москва

e-mail: mai.anosova@yandex.ru

Объектами исследования являются рифейские магматические тела (дайки и силлы) Башкирского мегантиклинория Южного Урала. Башкирский мегантиклинорий имеет протяженность около 300 километров с ЮЗ на СВ и сложен преимущественно рифейскими осадочными породами. Предполагается, что в рифейское время Башкирский мегантиклинорий был частью пассивной окраины Восточно-Европейской платформы [1]. Исследуемые магматические тела преимущественно относятся к кургасскому магматическому комплексу, сформировавшемуся на границе раннего и среднего рифея, и являются продуктом Машакского магматического события, маркирующего рифтинг в процессе распада древнего суперконтинента Нуна [2]. В позднем палеозое Башкирский мегантиклинорий был вовлечен в складчатые деформации на западном склоне Южного Урала. В процессе коллизии большая часть пород была перемагничена и приобрела вторичную метахронную компоненту естественной остаточной намагниченности. Перемагниченные магматические тела Башкирского мегантиклинория могут дать новую и более подробную информацию о коллизионных процессах на Южном Урале, а сохранившие первичную рифейскую намагниченность – пролить свет на рифейскую историю развития Восточно-Европейской платформы. Для исследования были опробованы интрузивные тела из разных районов Башкирского мегантиклинория, проведена температурная магнитная чистка образцов, выполнен компонентный анализ остаточной намагниченности и рассчитаны палеомагнитные направления выделенных компонент.

Позднепалеозойская компонента естественной остаточной намагниченности выделяется в 28 интрузивных телах. В целом палеомагнитные направления всех исследованных районов образуют достаточно тесную группу в географической системе координат. В северной части Башкирского мегантиклинория статистических различий в направлениях намагниченности соседних блоков нет. Средние направления по северному и центральному районам Башкирского мегантиклинория имеют статистически значимые различия, но не более, чем на 10.5°. Незначительные отличия палеомагнитных направлений между районами могут быть связаны с: 1) локальными тектоническими движениями отдельных блоков Башкирского мегантиклинория относительно друг друга; 2) несколько разным временем перемагничивания. 3) недостаточным осреднением вековых вариаций геомагнитного поля. Для решения этого вопроса требуются дальнейшие исследования и большее количество палеомагнитных данных.

На основе полученных данных можно сделать вывод, что перемагничивание в разных районах Башкирского мегантиклинория произошло примерно одновременно и после окончания основных позднепалеозойских деформаций в этом районе.

Список литературы:

1. 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 УрОРАН. 2006. № 5. С. 1–45.

2. 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*. 2013. V.174. P. 109–124.

СОСТАВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ БЕЛОКАТАЙСКОЙ СВИТЫ НИЖНЕЙ ПЕРМИ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Е.А. Володина, А.С. Трофимова

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова

ekaterina.volodina2015@yandex.ru

trofimova.nastya00@gmail.com

Белокатайская свита, выделенная в нижнепермских отложениях Предуральяского прогиба, впервые была описана А.В. Хабаковым в 1941 г. в бассейне р. Уфа, к западу от пос. Урмикеево и у пос. Бисертъ. По Б.И. Чувашова и др. соответствует нижнеуртинскому подъярису [3]. На территории исследований свита прослеживается от широты д.Юлдашево на юге до широты д.Шокурово на севере. Повсеместно свита залегает несогласно на размытой поверхности бисертской, капысовской и чигишанской свит. Её строение осложнено серией пологих чешуйчатых надвигов, сдвигов и сбросов.

Отложения белокатайской свиты были изучены в четырёх карьерах на западной окраине д. Белянка и на северо-западной окраине д. Кирикеево (Белокатайский район, Башкортостан). Все эти карьеры довольно сильно похожи друг на друга – коренных выходов немного, в основном, видны осыпи галек. Белокатайская свита представлена полимиктовыми конгломератами с редкими прослоями мелко-среднезернистых полимиктовых песчаников. В конгломератах цемент гравелитовый и грубопесчаный. Состав галек крайне разнообразен – встречаются обломки всех типов пород – осадочных (70%), магматических (20%), метаморфических (10%). Из осадочных преобладают серые массивные пелитоморфные известняки, иногда окремненные. Редко встречаются обломки органогенно-обломочных известняков, обломки коралловых рифов и цельные одиночные кораллы. Из магматических пород преобладают базальты, изредка встречаются граниты. Метаморфические породы представлены немногочисленными обломками сланцев, гнейсов, мраморов и кварцитов. Окатанность всех галек очень хорошая, угловатые обломки не встречаются. Кроме того, размер галек довольно хорошо выдержан – более 70% обломков имеют размер 5-10 см, что соответствует среднегалечному конгломерату (хотя редкие валуны, а также более мелкие гальки тоже иногда встречаются).

Основной целью данной работы является изучение литологических особенностей белокатайской свиты по имеющимся объектам. Вторая цель – сделать вывод об обстановке осадконакопления свиты и источниках сноса. Для этого были проанализированы шлифы пород матрикса и отдельных галек в количестве 60 шт., определены фораминиферы из галек органогенных известняков, а также произведена отмывка некоторых образцов на наличие конодонтов и другой фауны.

На основании обработки материалов можно сделать следующие выводы о литологических особенностях и обстановке формирования белокатайской свиты. Отличительные черты, описанные выше, – разнообразие состава галек, их выдержанный размер и хорошая окатанность, а также большая мощность свидетельствуют о том, что свита образовалась в очень активной гидродинамической обстановке. Именно поэтому гальки успели хорошо окататься и рассортироваться.

Структурные особенности отложений белокатайской свиты выражены не очень чётко на изученных объектах. В литературных источниках сообщается о многочисленных разломах – надвигах и сдвигах, но в районе д. Белянка и д. Кирикеево они обнаружены не были. Зато в толще конгломератов были встречены отдельные прослои песчаников, залегающих вертикально (Аз пр 0). Есть, правда, вероятность, что это не отдельные прослои, а олистоплаки из более древних свит, потому что подобные средне-мелкозернистые песчаники слагают, например, капысовскую свиты нижней перми (сакмарский ярус). Однако, если это так, то наличие олистоплаков, а также разломов только подтверждает очень активную обстановку формирования белокатайской свиты.

Насчёт крутизны склона судить довольно сложно: в пользу относительно крутого склона свидетельствует крупная размерность отложений (конгломераты) и большая мощность свиты – до 800 м по литературным данным [2]; однако, если бы склон был очень крутым, обломки бы скатились по нему слишком быстро и вряд ли успели бы стать настолько хорошо окатанными, вместо конгломератов были бы брекчии.

Основным источником материала для формирования данной свиты был, конечно, Уральский ороген, расположенный к востоку от прогиба. При воздымании гор в Предуральский бассейн шёл снос обломков пород самых разных геологических подразделений. А также могли размываться не только породы с горного сооружения, но и отложения, которыми заполнялся прогиб чуть раньше (поздний карбон-пермь). Далее разберём предположительные источники сноса более детально. Их получается довольно много, так как гальки очень разнообразны по составу.

Начнём с обломков осадочных пород (самых многочисленных): в карьере встречаются обломки полимиктовых песчаников, мелко- и среднезернистых, сильно похожих на те, которые представлены в олистоплаках (или прослоях). Подобные породы широко распространены в капысовской свите нижней перми.

Также встречаются большое количество массивных, часто окремнелых известняков без фауны. Подобные породы распространены и в силуре, и девоне на изучаемой территории. Однако, именно свиты среднего и верхнего карбона почти полностью состоят из подобных известняков, а ураимская, сергинская и уткинская свиты находятся ближе всего к изучаемому объекту.

Стоит отдельно рассмотреть обломки биоморфных и органогенно-обломочных известняков, из которых были определены фораминиферы. В одном из шлифов были обнаружены пермские фораминиферы ассельского и сакмарского ярусов, которым соответствуют чигишанская, капысовская и бисертская свиты нижней перми с аналогичными остатками. В двух других шлифах определены фораминиферы, характерные для верхов нижнего карбона и низов среднего. Отложения подобного возраста на изучаемой территории представлены окско- косогорским горизонтом нижнего карбона и ураимской свитой среднего.

Также среди галек осадочных пород обнаружены оолитовые известняки и немногочисленные обломки колониальных (редко единичных) кораллов – табуляты и ругозы. Среди более древних отложений изучаемой территории о кораллах и оолитовых известняках не упоминается. Только в капысовской свите встречаются единичные кораллы (по виду тоже ругозы). Есть вероятность, что гальки колониальных кораллов – это продукты разрушения шиханов (рифов на шельфе Восточно-Европейской платформы). Тогда получается, что снос материала при формировании белокатайской свиты осуществлялся не только с востока, но и с запада.

Обломки магматических пород: наиболее многочисленными из них являются базальтоиды. Подобные породы встречены на изучаемой территории в ордовике – в мариинской (Западно-Тагильская зона), малыгинской и малоуказарской свитах. Гальки гранитов единичные. Ближайший объект с двуслюдяными гранитами – выходы лейкогранитов водоводинского комплекса среднего девона в Уфалейском антиклинории.

Обломки метаморфических пород наименее распространены среди изученных галек – встречаются редкие сланцы (размыв указарской, мариинской, кабанской свит) и кварциты (из указарской свиты).

Возраст самой белокатайской свиты подтвердить или опровергнуть по фаунистическим остаткам, к сожалению, не удалось. Конодонты после многочисленных промываний осадка обнаружены не были, а фораминиферы определены только в гальках и дают возраст отложений, которые размывались при формировании белокатайской свиты, но не возраст самой свиты. По данным предшественников белокатайская свита соответствует нижнеартинскому подъярису, возраст определён по фораминиферам и конодонтам.

Возможно, в дальнейшем получится подтвердить этот возраст, если взять новые образцы шлифов из песчаного матрикса конгломератов.

При изучении литературы по более южным территориям установлено, что и там отложения белокатайской свиты являются аналогичными – представлены, в основном, галечными хорошо сортированными конгломератами. Формирование отложений Предуральского прогиба имеет определённые закономерности: снизу вверх по разрезу наблюдается чередование грубообломочных толщ (в их числе и белокатайская свита) и тонкоритмичных флишевых [1]. Поскольку формирование прогиба происходит одновременно с коллизией, то в его формировании можно проследить этапы активизации сноса (формирование грубообломочных комплексов), которые чередуются с периодами затишья (формирование флишевых комплексов). Формирование белокатайской свиты как раз характеризует начало одного из этапов коллизии, так как по сравнению с нижележащими флишевыми отложениями бисертской свиты характер накопления пород резко меняется – происходит смена флиша на конгломераты.

Список литературы

1. Володина Е.А. Этапы активизации сноса материала при формировании позднепалеозойских отложений Юрюзано-Сылвенской впадины // Материалы LI тектонического совещания, 2020. С. 150–154
2. Мизенс Г.А. Верхнепалеозойский флиш Западного Урала. Екатеринбург, 1997. 230 с.
3. Чувашов Б.И. и др. Опорные разрезы верхнего карбона и нижней перми западного склона Урала и Приуралья. Свердловск, 1990. 370 с.

МЕЗОСТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЛАПТАПАЙСКОГО МАССИВА ПОЛЯРНОГО УРАЛА И ЛОКАЛИЗАЦИЯ ХРОМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

И. А. Гаинцев, Ал. В. Тевелев

Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, Москва

e-mail: kaschtan2403@yandex.ru

В данном исследовании оценивается возможность связи хромового оруденения с мезоструктурными элементами в Лаптапайском ультрамафитовом массиве Полярного Урала.

Целью работы являлось выявление закономерных связей между развитием мезоструктур и распространением хромового оруденения на основе применения различных методов изучения мезоструктурных элементов.

Для успешной реализации поставленных целей решались следующие задачи:

- 1) изучение фондовой и опубликованной литературы, связанной с объектом исследования;
- 2) полевое изучение мезоструктурных элементов;
- 3) проведение аналитических исследований;
- 4) анализ распределения палеополей напряжения.

Исследуемая проблема рассматривалась в работах предшественников [8] на примере ультрамафитовых массивов Южного Урала. В разработанной ими модели рассматривается формирование рудной залежи в условиях сжатия. При горизонтальном сжатии, ортогонально вертикальной "слоистости", путем межзернового перемещения происходит удлинение слоев. С течением времени происходит формирование трещин отрыва, которые будут сонаправлены сжатию (рис. 1). Эти трещины формируют зоны пониженного давления, поэтому туда будет устремляться более пластичный материал, в качестве которого выступает дунит, включающий хромитовые обособления.

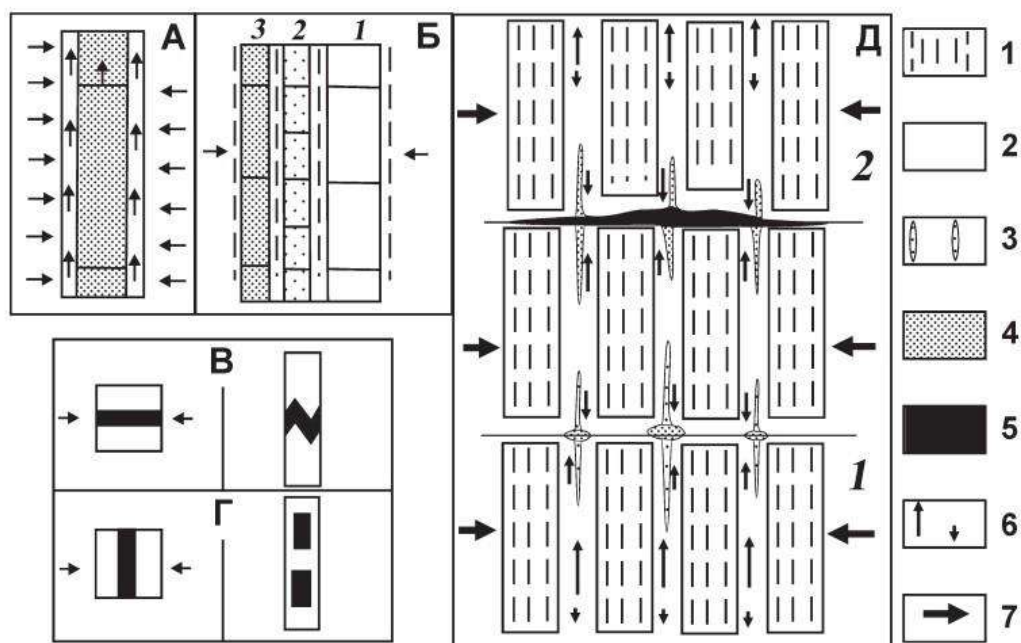


Рис. 1. Реакция гетерогенной слоистой толщи на горизонтальное сжатие в зависимости от первоначального положения границ слоев [8].

Хромиты незначительно мигрируют из дунитов, поскольку являются более инертными, в результате чего они образуют скопления внутри дунитовых тел.

Лаптапайский блок, входящий в состав Войкаро-Сыньинского блока, сложен ультрамафитами, схожими с аналогичными породами райзско-войкарского комплекса. Они

тянутся с юго-запада на северо-восток от р. Хулги до р. Кокпель на расстояние около 100 км. В районе бассейна руч. Новысоим и р. Чигимхарута ширина выхода гипербазитов составляет около 8 км, а в бассейне р. Ягидейюган уменьшается до 4 км. Есть предположение, что Лаптапайский блок является аллохтоном, который надвинут на метаморфические образования дзеляютского комплекса и габброиды кэршорского комплекса в западном направлении. Сам блок перекрыт тектоническими пластинами собского комплекса.

Изучение мезоструктурных элементов происходило в районе Аммонального и Центрально-Лаптапайского, возле Лаптапайского П.

При полевом изучении мезоструктурных элементов было сделано 290 замеров трещиноватости и зеркал скольжения. С помощью программы Stereonet v. 11 установлены и уточнены основные направления сжатия и растяжения для трех участков. Уточнение проводилось в два этапа – удаление «белого шума», в результате которого выявились максимумы, затем отсечение замеров с шагом $\pm 20^\circ$ от максимума (рис. 2а) и $\pm 10^\circ$ (рис. 2б).

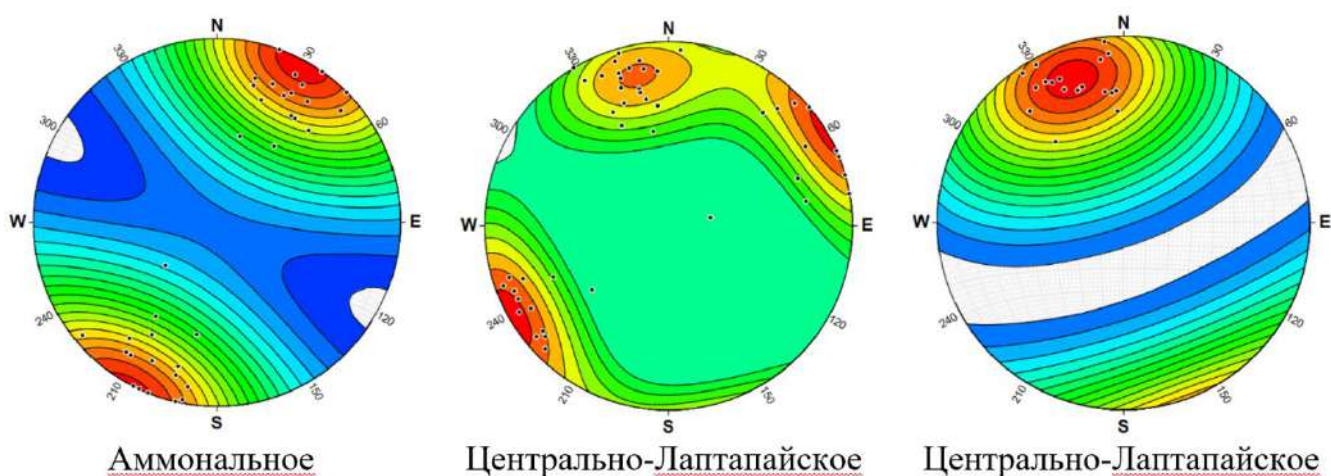


Рис. 2а. Плотностная модель объектов с интервалом от максимумов $\pm 20^\circ$.

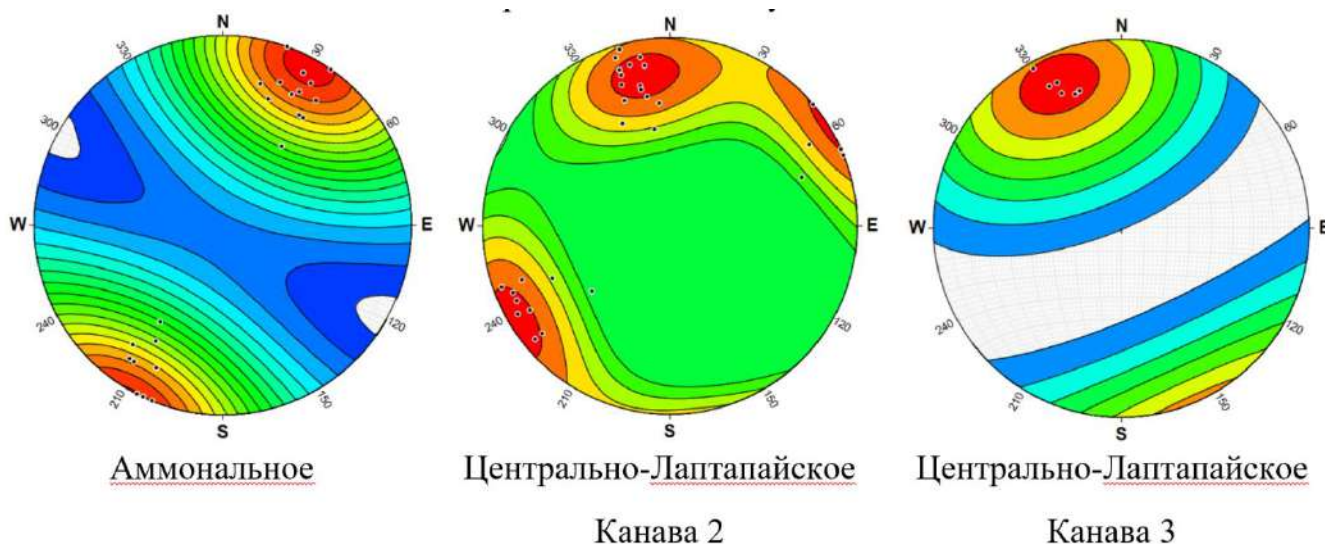


Рис. 2б. Плотностная модель объектов с интервалом от максимумов $\pm 10^\circ$.

После сравнения результатов была сделана реконструкция полей напряжения, которая распространяется на весь массив (рис. 3).

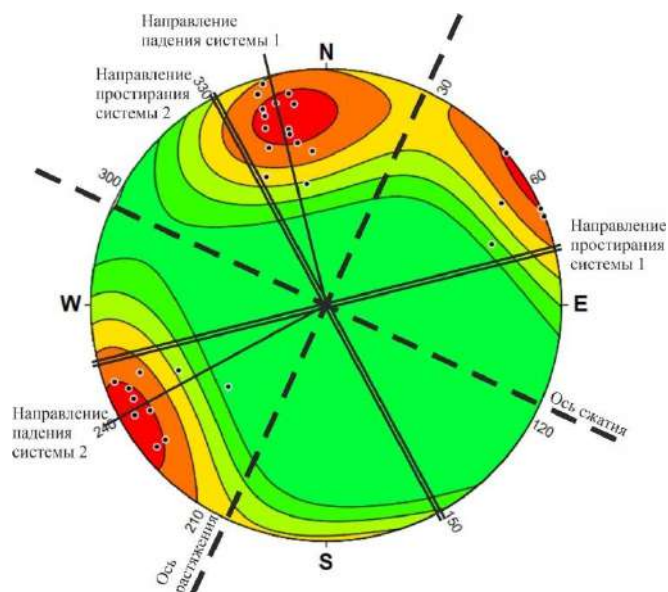


Рис. 3. Реконструкция полей напряжения на основе данных из канавы 2 Центральный Лаптапай.

На Аммональном по единичным зеркалам скольжения получилась следующая картина (рис. 4). На систему транскуррентных и трансферных сдвигов, которые возникают при косом схождении крупных блоков [11], нанесены элементы залегания зеркал скольжения. По ним интерпретировано положение главных осей палеополя напряжений. Ось сжатия имеет тоже направление (Аз Пр СЗ 285), что и полученное при интерпретации трещиноватости на Центрально-Лаптапайском.

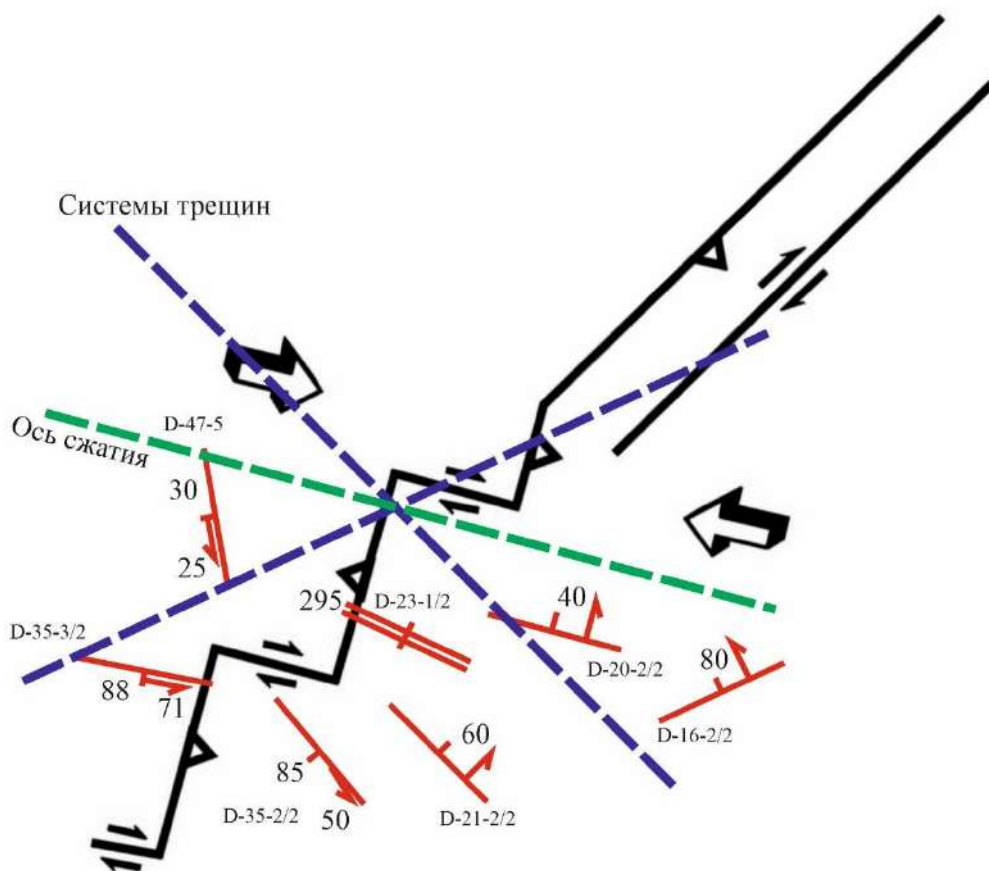


Рис. 4. Положение зеркал скольжения и полей напряжения в Лаптапайском массиве, наложенные на схему соотношения трансферных и транскуррентных сдвигов [11].

По карте, составленной В.П. Плотниковым [1991ф], было определено распространение рудных тел в Центрально-Лаптапайском районе. Отчетливо видно, что в районе замеров мезоструктурных элементов рудные тела имеют северо-восточное простирание с крутыми углами падения. Хромовое оруденение расположено в дунитовых телах со сходным направлением простирания, окруженные гарцбургитами.

Таким образом, ситуация на исследованном объекте не совпадает с моделью, предложенной Д.Е. Савельевым.

По результатам проделанной работы можно заключить следующее:

Анализ систем трещиноватости показал, что в целом генеральное сжатие было ориентировано по Пр СЗ 285–290° и имело горизонтальную ориентировку.

Метод отсечки хаотичных трещин показал хорошую наглядность.

Единичные замеры зеркал скольжения на участке Аммональном согласуются с тем, что получилось по массовому замеру трещиноватости на Центрально-Лаптапайском и Аммональном. Отдельные зеркала скольжения параллельны сжатию объясняются как трансферные границы, согласные движению по отдельным блокам. Судить о блоковом строении участка сложно из-за высокого перекрытия коренных выходов делювиальными отложениями. Однако из-за неоднородности среды блоки могут начать смещаться относительно друг друга.

Гипотеза первичного распределения руд является наиболее вероятной. Предположительное перераспределение дунитовых тел и рудных объектов, которое можно было объяснить моделью Д.Е. Савельева не соответствует фактическому материалу.

Список литературы

1. Андреев В.Л., Ронкин Ю.Л., Серов П.А., Лепихина О.П., Литвиненко А.Ф. Новые данные о докембрийском возрасте эколгитов Марункеу (Полярный Урал) // ДАН. 2007. Т. 413. № 4. С. 503–506.
2. Брянчанинова Н. И. Серпентины и серпентиниты Полярного Урала. Автореферат дис. на соиск. уч. степ. докт. геол. минер. наук. Сыктывкар, 2004.
3. Гурская Л. И. и др. Платиноиды хромитоносных массивов Полярного Урала // И. Гурская, Л. В. Смелова, Л. Р. Колбанцев, В. д. Ляхницкая, Ю. С. Ляхницкий, С. Н. Шахова. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2004. 306 с. + 16 вкл. (Администрация ЯНАО, МПР России, Роснедра, ФГУП «ВСЕГЕИ»).
4. Диденко А.Н., Куренков С.А., Руженцев С.В., Симонов В.А., Лубнина Н.В., Кузнецов Н.Б., Аристов В.А., Борисенко Д.В. Тектоническая история Полярного Урала. - М.: Наука, 2001. - 191 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 531)
5. Душин В.А. Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. М.: Недра, 1997. 213 с.
6. Лупанова Н. П., Маркин В. В. Зеленокаменные толщи Собско-Войкарского синклиория (восточный склон Полярного Урала). Л.: Наука, 1964. 176 с.
7. Пучков В.Н., Штейберг Д.С. Строение, эволюция и минерагения гипербазитового массива Рай-Из. Свердловск: УрО АН СССР, 1990.
8. Савельев Д.Е., Савельева Е.Н., Сначёв В.И., Бажин Е.А. Реститово-метаморфогенная модель хромитообразования в альпинотипных гипербазитах (на примере Южного Урала / Геологический сборник ИГ УНЦ РАН №6, Уфа, 2007. С.233–250.
9. Соболев И.Д. Основные временные рубежи и эволюция магматизма Полярноуральской островодужной системы: дис. канд. геол.-мин. наук: защищена 25.00.01/ Соболев Иван Дмитриевич. -М. 2019, 209 с.,
10. Сычев, С.Н.; Веселовский, Р.В.; Худoley, А.К.; Куликова, К.В. Соотношение надвиговых и сдвиговых деформаций южной части Полярного Урала на основе петромагнитных данных. В: вестник московского университета. Серия 4: геология. 2016. № 6. С. 46–55.
11. Тевелев Арк.В. Сдвиговая тектоника. Учебное пособие. – М.: Издательство МГУ, 2005 – 254 с., 169 илл.

12. Mary L. Leech Arrested orogenic development: eclogitization, delamination, and tectonic collapse Royal Holloway, University of London, Egham, Surrey TW20 0EX, UK Received 24 July 2000; received in revised form 5 December 2000; accepted 6 December 2000
13. Sychev S. N., Veselovskiy R. V., Khudoley A. K, Kulikova K. V. The Relationships of Thrust and Shear Deformations in the Southern Part of the Polar Urals as Indicated by Petromagnetic Data aSt. Petersburg State University, St. Petersburg, 199034 Russia b Department of Geology, Moscow State University, Moscow, 119991 Russia c Institute of Geology, Komi Scientific Center, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Syktyvkar, 167982 Russia Received September 20, 2016
14. Sychev S. N., Ivleva A. S., Petrov S. Yu., Petrova M. N., Ershova V. B., Veselovskii R. B., Konnov A. G. The Provenance of Terrigenous Rocks of the Basal Horizons of the Uralides of the Baidarata Allochthon (Polar Urals) According to the U–Pb Isotope Age of Detrital Zircons aSt. Petersburg State University, St. Petersburg, 199034 Russia b Karpinsky Russian Geological Research Institute, St-Petersburg, 199106 Russia c Department of Geology, Moscow State University, Moscow, 119991 Russia Received March 17, 2017
15. Shmeleva V. R., Araib S., Tamurab A. The Nature of Mantle Rocks in Ophiolites of the Polar Urals Presented by Academician S.L. Votyakov December 7, 2015 Received November 17, 2015
16. Allmendinger, R. W., Cardozo, N., and Fisher, D., Structural geology algorithms: Vectors and tensors in structural geology: Cambridge University Press, 2012
17. Cardozo, N., and Allmendinger, R. W., Сферические проекции с OSXStereonet: Computers & Geosciences, v. 51, p. 193 – 205, 2013

ЭЛЮВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЭРОЗИОННО-ДЕНУДАЦИОННЫХ ОСТАНЦЕВ БУГУЛЬМИНСКО-БЕЛЕЕБЕЕВСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

А.Н. Гараева, А.И. Латыпов, Д.Р. Зарипова
Институт геологии и нефтегазовых технологий, КФУ, Казань
e-mail: anastya-solnce@mail.ru

Бугульминско-Белебеевская платообразная возвышенность расположена на востоке Восточно-Европейской платформы в Предуралье. Возвышенность характеризуется сильно расчлененным рельефом с максимальными высотами 380-460 м, между которыми располагаются удлиненные гряды понижений. По сути, она представляет собой эрозионно-денудационную поверхность выравнивания Татарского свода. Холмы, возвышающиеся над рельефом, являются останцами древних денудационных поверхностей, разделенных уступами, переходящих в пологие речные долины. Их возникновение связывают с верхнеплиоценовым этапом опускания и выравнивания рельефа Русской платформы [1].

Бугульминско-Белебеевская возвышенность полностью сложена осадочными породами пермского возраста, среди которых преобладают песчаники, известняки и доломиты казанского яруса. Отдельные вершины останцев сложены красноцветными глинами, мергелями, доломитами и песчаниками уржумского яруса. Более молодые отложения на возвышенностях отсутствуют, за исключением плиоцен-четвертичных пролювиальных и делювиальных шлейфов, а также почвенного покрова.

Поскольку многие эрозионно-денудационные останцы соответствуют в пространстве нефтеносным положительным структурам (валы, брахиантиклинальные поднятия) пермского возраста, то на их вершинах часто обустроивается нефтедобывающее оборудование. При этом часто возникают трудности с обустройством оснований скважинных штанговых насосов (станков-качалок) и трубопроводов для перекачки добываемой нефти. Основная проблема заключается в том, что вершины останцев сложены специфическими элювиальными грунтами, обладающими слабыми несущими свойствами [5]. Учитывая это, было проведено изучение элювиальных отложений вершин эрозионно-денудационных останцев Бугульминско-Белебеевской возвышенности юго-восточной части Татарстана в районах интенсивной нефтедобычи.

Методика исследования заключалась в описании стенок карьеров, где происходила добыча карбонатной щебенки, поблизости от станков-качалок. Подобные карьеры, как правило, закладываются на всех участках нефтедобычи для обустройства подъездных путей и площадок станков-качалок. Основными районами исследования являлись Бавлинский, Азнакаевский, Альметьевский, Черемшанский и Бугульминский. В общей сложности было описано 26 карьеров, что дало возможность составить целостную картину по строению и составу элювиальных покровных отложений вершин эрозионно-денудационных останцев.

Наиболее часто оборудование для нефтедобычи размещалось на элювированном карбонатном основании коренных пород казанского яруса. Поэтому основное внимание было уделено молодым корам выветривания, развивающимся по известнякам и доломитам среднепермского возраста. Исследование слабо измененных карбонатных разрезов казанского яруса зоны гипергенеза показало, что они большей частью сложены известняками и доломитами различной степени трещиноватости (рис. 1).



Рис. 1 . Карбонатный карьер на юге п. Райлан Бугульминский район.

В нижней части разрезы слои известняков развиты системы параллельных вертикальных трещин разгрузки [4], находящихся на удаление 3,0-5,0 м друг от друга. Выше по разрезу плотность вертикальных трещин увеличивается, появляются протяженные горизонтальные разрывы вдоль границ слоев известняков различных фациальных условий образования. В верхней части разреза зоны гипергенеза разнофациальные известняки разбиты системами вертикальных и горизонтальных трещин на крупноблочные отдельности. Длина карбонатных блоков в обнажениях составляет 0,5-1,0 м, ширина – 0,3-0,6 м, высота – 0,4-0,7 м. По мере приближения к поверхности Земли отдельности уменьшаются в размерах, вплоть до появления зоны развития структурного элювия (мощностью 1,5 м). В пределах этой зоны известняки и доломиты разбиты на плитчатые отдельности, плотно прилегающие друг к другу с сохранением условий залегания первичных пород и их структурных и текстурных особенностей. Поверх зоны структурного элювия залегает маломощный (0,1-0,2 м) почвенно-растительный покров, представленный светло-бурыми карбонатно-подзолистыми почвами. В подошве почвенно-растительного покрова отмечается зона иллювия, в виде вымывания карбонатно-глинистых частиц почвы в полости трещин между плитчатыми отдельностями доломитов и заглинизированных известняков.

В сильно измененных карбонатных разрезах мощности зоны преобразования гипергенными процессами существенно увеличивается, появляется более сложная зональность профиля выветривания.



Рис. 2. Карбонатный карьер западнее п. Новые Бавлы, Бавлинский район.

Мощность зоны структурного элювия увеличивается до 2,0-3,0 м. В его кровле появляется обособленный слой, состоящий из расструктурированных тонкоплитчатых доломитов и глинистых известняков. Тонкие плиточки не контактируют между собой, часто ориентированы по отношению друг к другу под углом 5-15 град. Пустоты между ними частично заполнены карбонатной мукой. Мощность слоя составляет 0,5-0,8 м. Подобные слои в разрезе профиля выветривания могут чередоваться со слоями более плотных массивных известняков. Подобное избирательное преобразование карбонатных пород обусловлено их литолого-минералогическими особенностями, приобретенными при литогенезе. Изначально более плотные известняки в меньшей степени подвергались процессам выветривания, по сравнению с глинистыми известняками и известковистыми доломитами, при одинаковых условиях гипергенеза. Таким образом, в верхней части профиля выветривания сформировался слоеный «пирог» из плотных и расструктурированных карбонатных пород. Венчает разрез профиля выветривания слой карбонатной (известково-доломитовой) муки, мощность которого варьирует от 0,3 до 0,6 м. В зависимости от степени преобразованности пород карбонатная мука содержит различное количество дресвяного материала, представленного обломками тонкоплитчатого доломита или заглинизированного известняка. В некоторых разрезах карбонатная дресва рассеяна по всему слою, в некоторых – сконцентрирована в нижней подошвенной части слоя. В зоне развития карбонатной муки можно наблюдать, как первично горизонтально залегающие доломиты или известняки начинают приобретать экзогенные складчатые деформации. Формирование складок происходит за счет неравномерного растворения пород и выноса тонкодисперсного материала из-под тонкоплитчатых доломитов и известняков. В результате неравномерных просадок изначально горизонтально расположенные тонкоплитчатые карбонатные породы приобретают волнисто-складчатое залегание. Поверх слоя карбонатной муки залегает почвенно-растительный покров мощностью до 0,5 м. В некоторых профилях выветривания, в зоне залегания крупноблочного известняка, под структурным элювием

фиксируются образования аутигенного кальцита. Вторичный кальцит на стенках вертикальных трещин образует натечные агрегаты темно-бурой окраски. Агрегаты состоят из плотно расположенных шестоватых кристаллов, в межзерновом пространстве которых защемлено гумусовое вещество.

Особенности преобразования карбонатных пород на выположенных вершинах эрозионно-денудационных останцев позволяют установить следующую зональность и стадийность формирования профилей выветривания. В верхней части профиля слабоизмененных пород присутствует лишь зона дезинтеграции, представленная структурных элювием. Плотные доломиты и заглинизированные известняки под действием циклических процессов увлажнения-осушения и замораживания-оттаивания разрушаются с образованием плитчатых отдельностей. Подобное расслоение карбонатных пород по трещинам напластования является следствием десквамации. В заглинизированных известняках тонкие глинистые слои способны адсорбировать поровые воды, которые при отрицательных температурах постепенно разрывают монолитную породу с образованием горизонтальных микротрещин. В известковистых доломитах растрескивание может являться следствием не только присутствия глинистых микрослоев, но и анизотропии теплового расширения-сжатия зерен кальцита и доломита. Зерна кальцита, как показали эксперименты Д.Д. Мотыль [2], способны содержать небольшое количество структурной воды, кроме того, они обладают более дефектной кристаллической структурой, по сравнению с седиментационно-диагенетическим доломитом. Поэтому при замораживании-оттаивании пород в первую очередь будут разрушаться кальцитовые зерна в доломитовой породе, что приведет к ее растрескиванию и расслоению на плитчатые отдельности.

При более интенсивном проявлении гипергенеза в верхней части зоны дезинтеграции профиля выветривания активизируются процессы химического преобразования карбонатных пород. Тонкоплитчатые отдельности структурного элювия постепенно приобретают наклонное залегание, увеличивается количество проникающих в дезинтегрированный слой инфильтрационных осадков, а также температурный диапазон циклов замораживания-оттаивания. Вода, проникающая в межзерновое пространство карбонатных пород, при замерзании разрывает межзерновые связи в известняках и доломитах. Одновременно идут процессы растворения тонкодисперсных кальцитовых и доломитовых зерен. Все это приводит к разрушению первичной структуры карбонатных пород с образованием в верхней части профиля выветривания зоны карбонатной муки с включениями дресвы. Неоднородности скорости растворения различных литофациальных разновидностей известняков обуславливают чередование в разрезе профиля выветривания слоев карбонатной муки со слоями плотных массивных известняков. Весь растворенный материал с нисходящими фильтрационными потоками атмосферных осадков выносится в нижние части зоны гипергенеза, где залегают слабо измененные трещиноватые карбонатные породы.

В части разрезов профиля выветривания в слабо трещиноватых карбонатных породах, залегающих под слоями известняков с крупноблочными отдельностями, отмечаются натечные агрегаты аутигенного кальцита с примесью гумусового вещества. Их появление связано с отложениями ионов кальция, вымываемых из зоны карбонатной муки, и органического вещества, вымываемого из почвенно-растительного слоя. Очевидно, в полостях некоторых трещин достигается пересыщение по кальциту, что вызывает его осаждение с образованием натечных агрегатов. Буроватый цвет агрегатов связан с сорбцией растущими кальцитовыми кристаллами гумусового вещества.

Таким образом, в хорошо развитых профилях выветривания плоских вершин эрозионно-денудационных останцев хорошо выделяются три зоны: зона выщелачивания, зона дезинтеграции и зона цементации [4]. Своеобразный карбонатный состав материнских пород привел к развитию здесь молодых кор выветривания обломочного типа. Отсутствие относительно мощной, развитой зоны химического выветривания связано с постоянным выносом тонкодисперсного материала плоскостными водами атмосферных осадков к подошве останцев, где из них формируются пролювиально-делювиальные шлейфы.

Список литературы

1. Клубов В.А., Мещеряков Ю.А. Использование геолого-геоморфологических методов при комплексных поисках нефтяных месторождений на платформе // Геология нефти и газа, №8, 1957. С.18-28.
2. Мотыль Д.Д. Некоторые особенности нагрева и терморазложения кальцита. Автореферат на соискание ученой степени кандидата химических наук. 2000. – 18 с.
3. Пейве А.В., Гербова В.Г., Крашенинникова В.А., Тимофеев П.П.. Процессы континентального литогенеза. Москва: Наука, 1980. 212 с.
4. Разумова В.Н., Херасков Н.П., Черняховский А.Г. Геологические типы кор выветривания и примеры их распространения на Южном Урале. Москва: Ид-во АН СССР, 1963, Вып.-77. 140 с.
5. Ярг Л.А. Методы инженерно-геологических исследований процесса и кор выветривания. Москва: Недра, 1991. 138 с.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ КАШИРСКОГО ГОРИЗОНТА ПЛАТФОРМЕННОГО БАШКОРТОСТАНА

П.А. Луканова, А.А. Митин, Р.В. Мирнов, Р.Ф. Шарипов
ООО «РН-БашНИПИнефть», Уфа
e-mail: MITINAA@bnipi.rosneft.ru

Вопросы восполнения ресурсной базы особенно актуальны для старых нефтегазодобывающих регионов, в том числе и республики Башкортостан, ввиду истощения основных базисных горизонтов добычи [1].

Объектом исследования являются отложения каширского горизонта московского яруса платформенного Башкортостана. Всего на территории РБ открыто 30 месторождений нефти и газа в отложениях верейского горизонта, 26 – каширского и лишь 3 подольского и 6 – мячковского. Причем около половины запасов всего московского яруса сосредоточены именно в отложениях каширского горизонта.

В каширское время на территории современного платформенного Башкортостана существовало обширное эпиконтинентальное море, где повсюду накапливались циклические мелководные осадки [2]. Наиболее приподнятые участки находились на западе и северо-западе, постепенное углубление бассейна отмечается в сторону Урала в восточном и юго-восточном направлении.

На месторождениях северо-западной части РБ основными коллекторами являются раннедиагенетические микрокристаллические доломиты, приуроченные к кровельной части каширского горизонта. Данные породы образованы в эфемерных водоемах в период обмеления бассейна. Они характеризуются высокими значениями пористости (достигающими 30-35%) при низких значениях проницаемости (до 20-40 мД) и имеют площадное распространение.

Открытые залежи нефти в юго-восточной части Благовещенской впадины приурочены к пористо-кавернозным известнякам, которые распространены локально в виде слабовыраженных в рельефе изометричных тел диаметром около 2 км. По результатам изучения керн выявлено, что данные известняки имеют органогенную структуру. Породы сложены фораминиферами, скрепленными синезелеными и другими водорослями. Развиты процессы доломитизации и выщелачивания, обуславливающие высокие фильтрационно-емкостные свойства.

В 1990 году Ф.И. Хатянов [1990, ф] выделил по данным МОГТ-2Д новый тип мельчайших структур-ловушек по отражающему горизонту «В», с которым связаны залежи нефти в упомянутых коллекторах каширского горизонта.

Перечисленные характеристики этих объектов позволяют относить их к органогенным банкам края платформы. Аналогичные органогенные тела представляют большой интерес для поиска залежей нефти и могут быть развиты на юго-восточной части Благовещенской впадины.

Список литературы

- Лозин Е.В. Атлас нефтяных и газовых месторождений, разрабатываемых ПАО АНК «Башнефть». Уфа: БашНИПИнефть, 2015. 270 с.
- Мирнов Р.В. Седиментационная цикличность и литологические особенности строения каширского горизонта на северо-западе Башкортостана. Нефтяное хозяйство, №7, 2020. С. 79–81.

МАКРОСЕЙСМИЧЕСКОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ ЕРЕВАНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 13-го ФЕВРАЛЯ 2021 г.

Дж.К. Каранетян, Г.А. Мкртчян

*Институт геофизики и инженерной сейсмологии им. А. Назарова, НАН РА, г. Гюмри
e-mail:MGohar56@mail.ru*

13 февраля 2021 года, в 15 часов, 29 мин, 22 сек. по местному времени (в 11:29:22 по Гринвичу), в 13 км к юго-западу от столицы Армении Ереван, произошло землетрясение магнитудой $m_b=4,9$ с географическими координатами 40.02° градусов северной широты и 44.51° градусов восточной долготы (по данным EMSC [6]). Сила подземных толчков в эпицентре составила $I_0=6-7$ баллов, глубина залегания очага 10 км.

Пространственно-временное распределение сильнейших ($M \geq 5.0$, с доисторических времен по 1962 г.) и ощутимых (энергетический класс $K > 9.0$, с 1962 года по настоящее время) землетрясений, происшедших на этой территории, характеризуются высокой сейсмической активностью (рис.1).

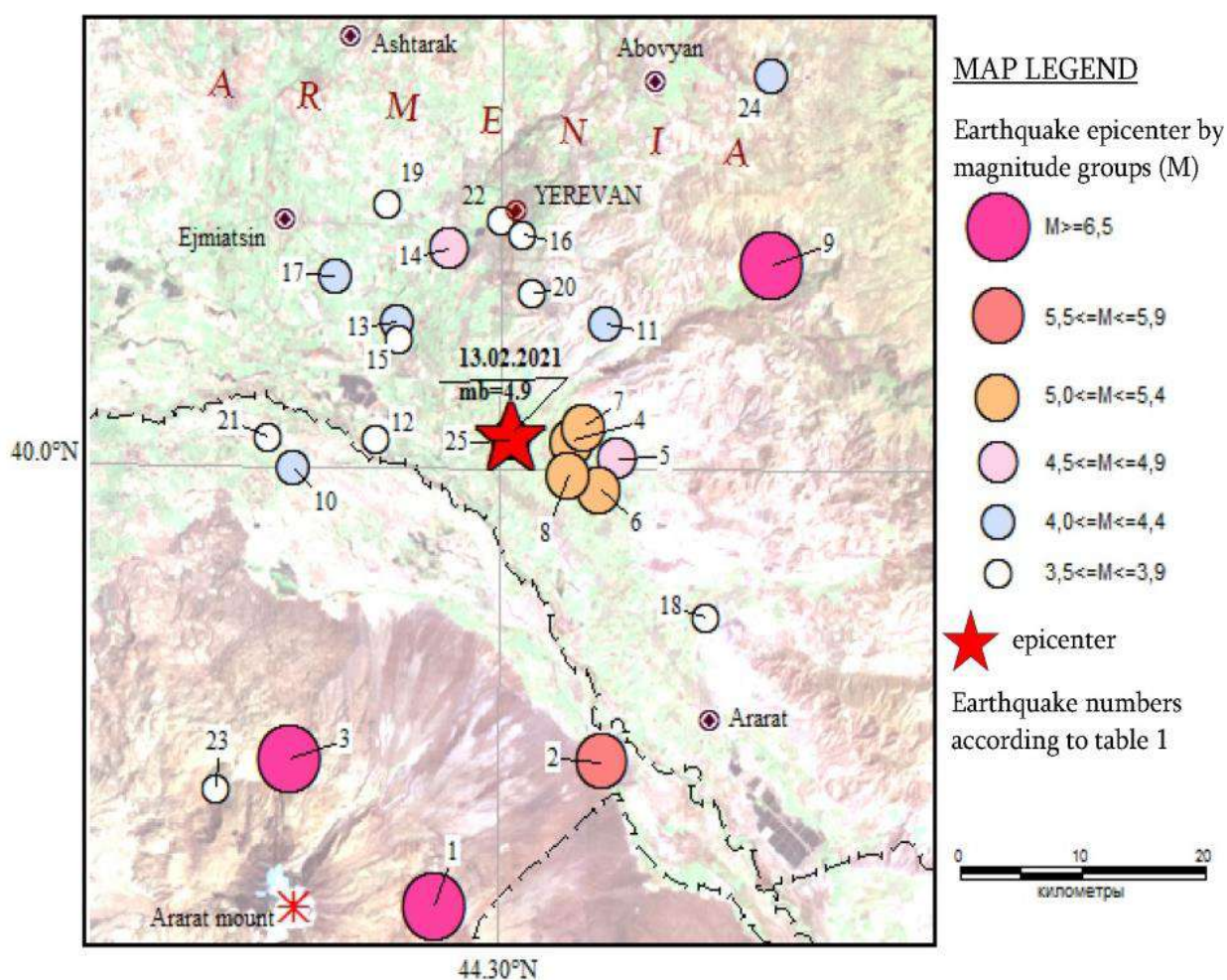


Рис. 1. Пространственно-временное распределение землетрясений.

В таблице 1 приведены данные об основных параметрах этих землетрясений [1,3,4,5].

Таблица 1

№	Время		Координаты		Глубина	Магнитуд	Интенсивность	Землетрясения
	г.м.д	ч.м.с	φ°	λ°	Нкм	М	I	
1	550:до н.э		39,7	44,44	15	6,6	9-10	Арагатское (I)
2	139:01:01		39,8	44,6	15	5,7	8	Арагатское (II)
3	341:01:01		39,8	44,3		6,5	9	Арагатское (III)
4	851:04:01		40,02	44,58	10	5,3	8	Двинское (I)
5	858:01:01		40,00	44,60	10	4,5	7	Двинское (II)
6	863:02:13		40,00	44,60	10	5,2	7-8	Двинское (III)
7	869:01:01		40,02	44,58	10	5	7-8	Двинское (IV)
8	893:03:27		40,0	44,6	5	5,3	8-9	Двинское (V)
9	1679:06:04	04:00:00	40,14	44,76	15	6,5	8-9	Гарнийское
10	1679:06:03	00:57:00	40,12	44,75	16	4,5	7	афтершок
11	1910:01:25	01:54:00	40,17	44,6	9	4,0	6-7	Ереванское (I)
12	1925:12:04	09:55:00	40,02	44,38	12	3,8	5-6	Арташатское
13	1937:01:07	13:23:31	40,1	44,4	10	4,0	6	Форшок
14	1937:01:07	20:47:42	40,15	44,45	10	4,6	7	Ереванское(II)
15	1937:01:12	05:02:51	40,1	44,4	9	3,7	6	Афтершок
16	1973:06:16	08:59:08	40,16	44,52	9	3,9	5-6	Ереванское (III)
17	1978:02:25	08:25:20	40,13	44,34	16	4,0	5-6	Ереванское (IV)
18	1979:03:08	00:00:18	39,90	44,70	10	3,6	5	
19	1984:08:02	05:52:47	40,18	44,39	10	3,7	6-7	Ереванское (V)
20	1989:08:16	00:18:57	40,12	44,53	15	3,5		
21	1993:02:24	01:19:13	40,02	44,28	2	3,5		
22	1997:03:01	09:26,8	40,17	44,5	15	3,9	6	Ереванское (VI)
23	2005:04:23	06:49:3.7	39,78	44,23	5	3,5		
24	2009:06:18	07:34:19	40,27	44,76	7	3,8	6	Севабердское
25	2021:02:13	11:29:32	40,02	44,51	10	4,9	6-7	Ереванское (VII)

Исследования показали, что за последнее пятнадцатилетие в Центральной части Республики Армения происходят локальные изменения и перераспределения тектонических напряжений, которые проявились в виде многочисленных землетрясений со слабой и средней силой $M=3.0-4.0$ [2]. С наибольшей интенсивностью проявились два землетрясения: Шоржинское 05.02.2021 г. (магнитудой $m_b=5.1$, интенсивность $I=6-7$, около 78 км к востоку от Еревана) и Ереванское 13.02.2021 г. (магнитудой $m_b=4.9$, интенсивность $I=6-7$). После этих землетрясений было зарегистрировано несколько десятков подземных толчков.

Макросейсмические наблюдения землетрясения 13-го февраля 2021 г.

Анализ макросейсмического эффекта Ереванского землетрясения в основном проводился опросов Территориальной Службы Сейсмической Защиты Армении (ТССЗ РА), а также учитывались и результаты собранные из базы данных Европейского-Средиземноморского Сейсмологического Центра (EMSC) [6]. В результате макросейсмических наблюдений оценена сейсмическая интенсивность (на основе шкалы сейсмической интенсивности MSK-64) (таблице 2).

Таблица 2

Макросейсмические данные о землетрясения 13-го февраля 2021года

№	Населённый пункт	Δ, км*	№	Населённый пункт	Δ, км*
Интенсивность 6-7			18.	Армавир	34
1.	с. Масис	8	19.	Аштарак	32
2.	Ншаван	2	20.	Ехегнаван	42
Интенсивность 6			21.	Чаренцаван	44
3.	г. Масис	8	22.	Фантан	44
Интенсивность 5-6			23.	Котайк	33
4.	Азат	11	Интенсивность 3-4		
5.	Акнашен	23	24.	Гавар	65
6.	Аргаванд	18	25.	Ехегнадзор	76
7.	Арташат	7	Интенсивность 3		
8.	Эребуни	13	26.	Анушаван	81
9.	Харберд	11	27.	Гюмри	100
10.	Норабац	11	28.	Агарцин	92
11.	Ереван Центр	18	29.	Раздан	57
12.	Ереван Норк	22	30.	Джрашен	89
13.	Звартноц	20	31.	Норашен	50
Интенсивность 5			32.	Севан	68
14.	Айгаван	21	33.	Ванадзор	88
15.	Дзорахпюр	20	Интенсивность 2-3		
16.	Веди	21	34.	Дилижан	84
Интенсивность 4-5			35.	Иджеван	111
17.	Абовян	29	36.	Варденис	118

*Расстояния от населенного пункта до макросейсмического эпицентра

На основе макросейсмических наблюдений построена карта изосейст землетрясения 13-го февраля 2021 года (рис. 2).

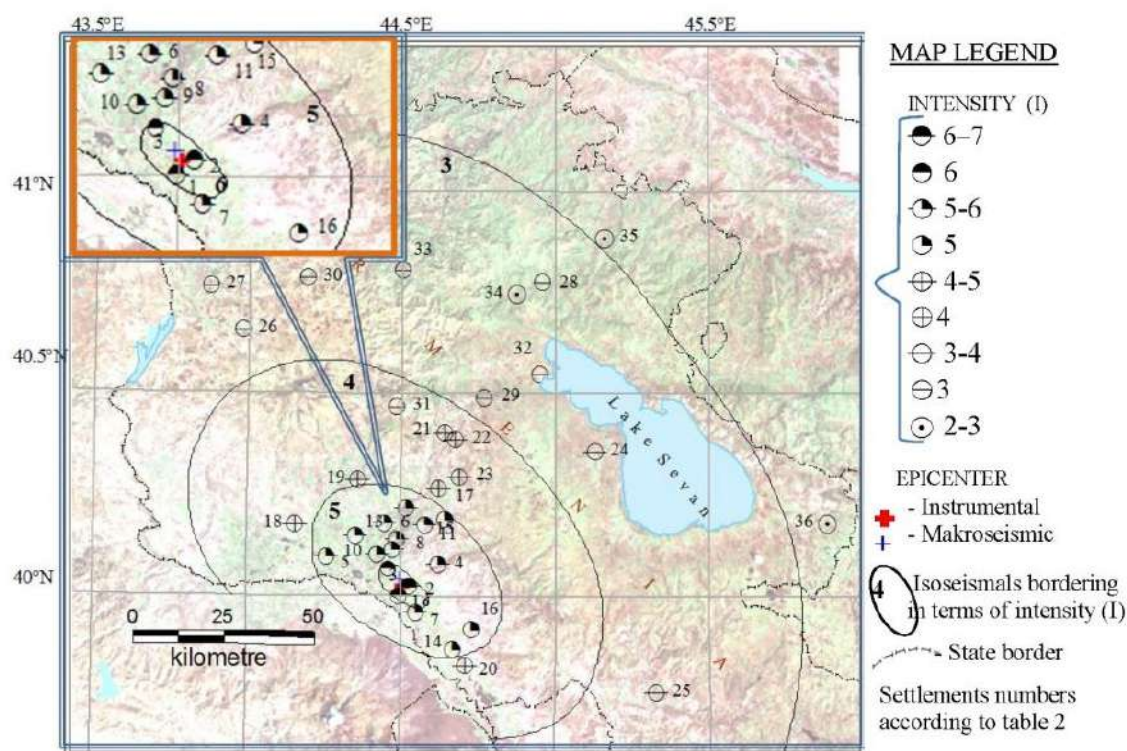


Рис. 2. Карта изосейст землетрясения 13-го февраля 2021 г.

Карта изосейст (рис.2) построена с помощью уравнения макросейсмического поля для Закавказья, предложенное Н.В. Шебалиным [1]. Район с наибольшей интенсивностью 6-7 баллов, была принята как плейстосейстальная зона, геометрический центр которой считался макросейсмическим эпицентром. Макросейсмический эпицентр имеет следующие географические координаты: $\varphi_m = 40.03^0N$, $\lambda_m = 44.50^0E$, что очень хорошо сочетается с инструментальным эпицентром по EMSC - $\varphi_m = 40.02^0N$, $\lambda_m = 44.51^0E$.

Из карты изосейст представленной на рис. 2 видно, что изосейсты землетрясения имеют эллиптическую вытянутость в направлении Север Юг - Юг Запад и охватывает большую часть центральной, западной и северо-западной территорий Армении. Данное землетрясение проявляет большой научный интерес и подлежит к дальнейшему всестороннему изучению.

Список литературы

1. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. - Москва.: 1977.503с.
2. Оганесян С.М., Геодакян Э.Г., Карапетян Дж.К, Григорян В.Р., Мкртчян Г.А., Мкртчян М.А.. Анализ макросейсмических и инструментальных данных землетрясения 18 июня 2009г. в центральной части территории Армении. Изв. НАН РА «Науки о Земле», т.62,№ 3,2009 г.с.15-22.
3. Пирузян С.А. Опыт детального сейсмического районирования территории Большого Ереванского района. Ереван, «Айастан», 1969 г., с.92.
4. Региональный каталог ИГИС АН РА (фонды ИГИС).
5. Babayan T. Atlas of Strong earthquakes of the Republic of Armenia, Artsakh and Adjacent Territories From Ancient Times Through 2003.Gyumri, Armenia, 2006
6. <https://www.emsc-csem.org>.

СТРУКТУРНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ И ГЕОДЕЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Оганесян, А.М. Аветисян, Г.А. Мкртчян, А.Г. Авдалян

*Институт геофизики и инженерной сейсмологии НАН РА
Гюмри, Республика Армения*

e-mail: hmayak.hovhannisyan@bk.ru, avet.andrey@mail.ru, arman.avdalyan.1981@mail.ru,
mgohar56@mail.ru

Известно, что достоверность построенной модели земной коры территории какого-либо региона существенно зависит от степени геолого-геофизической изученности данной территории. Особо ценными для решения этой задачи являются данные о глубинном строении земной коры. Однако эти данные для территории Армении недостаточны. По этому для построения структурной модели земной коры территории Армении были использованы результаты трехмерной количественной интерпретации гравитационного поля в комплексе с имеющимся данными ГСЗ, сейсмологии и других геофизических методов. А в качестве показателей динамичности этих структур приняты геолого-геоморфологические, геофизические, сейсмологические, геодезические и геотермические признаки [5].

В результате отмеченного комплекса исследований были составлены схемы разломно-блокового строения земной коры на трех уровнях глубины:

по поверхности кристаллического фундамента (средняя глубина 5 км), по подошве сейсмоактивного слоя коры (средняя глубина 20 км), по границе Мохоровичича (средняя глубина 45 км).

Согласно первой модели поверхность кристаллического фундамента имеет сложный, раздробленный рельеф и состоит из относительно приподнятых и опущенных участков, которые представляют отдельные тектонические блоки, разграничивающиеся друг от друга разнопорядковыми и разнонаправленными тектоническими нарушениями, характеризующимися различной степенью новейшей тектонической активности.

Вторая модель верхней части земной коры, заключенной между фундаментом и подошвой сейсмоактивного слоя также представляется в виде системы блоков, границами которых служат разломы, некоторые из которых имеют большую глубину проникновения в земную кору. По сравнению с моделью кристаллического фундамента здесь размеры блоков более крупные, а, следовательно, количество разломов меньше (рис. 1).

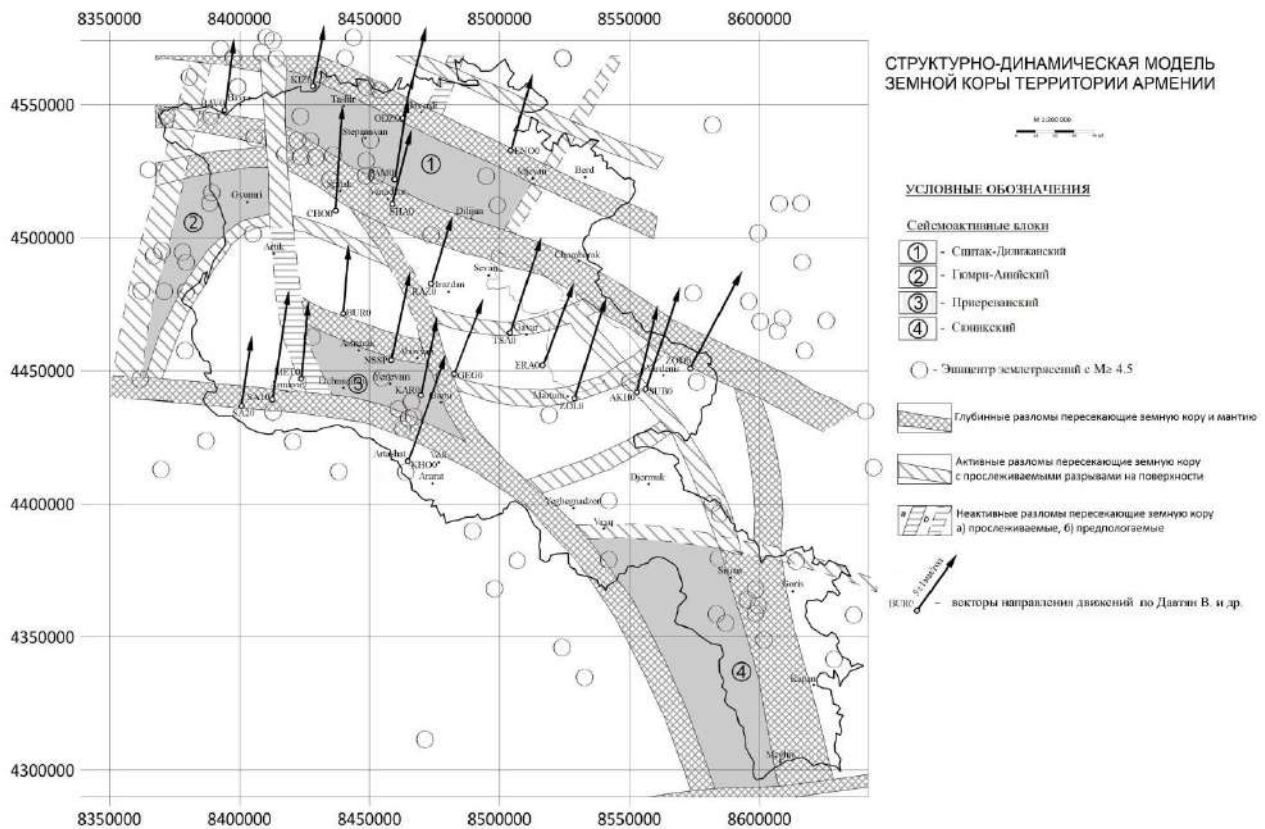


Рис. 1. Схематическая карта структурно-динамической модели земной коры территории Армении.

Подробную картину структурных особенностей сейсмоактивного слоя и распределения гипоцентров землетрясений удалось рассмотреть при анализе данных МОВЗ-ГСЗ по профилю Бавра-Армаш [6]. Искомый горизонт в пределах Армении прослеживается на глубинах 7–9 км.

на двух крайних участках профиля, а на середине, примерно в районе пикетов 100–150 на глубинах 9.5–13.5 км.

Сейсмоактивный слой вдоль профиля Армаш-Бавра характеризуется мозаичной структурой распределения скоростных параметров и незначительным нарастанием скорости с глубиной. По распределению скоростных параметров слоя в горизонтальном направлении отчетливо видна смена структурных планов, выражающаяся в том, что в южной и северной частях профиля на глубинах от 5 до 15 км и более развиты пласты относительно пониженных значений скорости значительной мощности.

При рассмотрении картины распределения гипоцентров землетрясений выясняется, что очаги слабых землетрясений связаны со слоями пониженных скоростей, а сильные – с пластами высоких скоростей, подстилающие слои волноводов. На среднем отрезке профиля происходит перераспределение скоростей, выражающееся в чередовании сравнительно маломощных и недостаточно выдержанных слоев пониженной скорости. К примеру, можно указать, что собственно гипоцентр Спитакского землетрясения 1988 г. приурочен к аномальной области понижения скорости интенсивностью 0.2 км/с, залегающей на глубине 6–7 км, контролируемой Севано-Амасийской зоной разломов.

Сравнительный анализ вышеизложенных данных о структуре сейсмоактивного слоя с данными гравитационной модели показывает, что на глубинах от 7 до 14 км, а чаще всего на средней глубине 11 км уверенно прослеживается сейсмическая граница, которая одновременно

является также и плотностной границей. Она определяется как первая устойчивая, регионально прослеживаемая сейсмическая граница, расположенная ниже поверхности складчатого или кристаллического фундамента на средней глубине 11 км с преобладающими значениями скорости $v_p = 6.3-6.6$ км/с и $v_s = 3.3-3.6$ км/с. По мнению многих авторов этот горизонт является глобальным сейсмическим разделом и предположительно может быть отождествлен с границей Ферча, рассматриваемой как кровля “диоритового” слоя. Если указанное предположение принимать за истину, то можно составить суждение о вещественном составе сейсмоактивного слоя земной коры. При этом окажется, что очаги сильных землетрясений приурочены к переходной зоне от гранитов к базальтам, т.е. диоритовой области, а очаги слабых – к области гранитов [1, 2].

Интересной особенностью строения характеризуются вулканические области территории Армении. При построении тепловой модели вулканических областей, согласно которой на уровне глубин 17–23 км существуют слои частичного плавления горных пород, в граничных областях которых происходит накопление термоупругих напряжений, приводящих к разрушению сплошности среды [3].

Рассмотрение эпицентрального поля сильных землетрясений Армении и сопредельных районов показывает, что эпицентры по территории распределены неравномерно. Отчетливо выделяются четыре отдельные группы их скопления в районах, выраженных, в тектоническом отношении, в виде отдельных блоков земной коры – Спитак-Дилижанского, Гюмри-Анийского, Приереванского и Сюникского, которые исходя из концепции «очаг–объем» ответственны за накопление упругой энергии и ее разрядки посредством землетрясений [4].

Кроме вышеизложенного, для выявления особенностей динамики структурных элементов предложенной модели, по мере возможности, были использованы также экспериментальные материалы, полученные за последние десятилетия при наблюдениях за вариациями гравитационного и геомагнитного полей, современных вертикальных и горизонтальных движений, напряженно-деформированным состоянием и т.д..

Как видно из рисунка земная кора территории Армении, согласно предложенной модели, состоит из блоков преобладающих поднятий и опусканий. В создании такого облика неотектоники территории большую роль сыграли продольные и поперечные разломы, которые расчленили ее на отдельные тектонические блоки, испытавшие резко дифференцированные движения.

На юго-западе выделяется относительно крупное поднятие, в состав которого входит упомянутый выше сейсмоактивный Приереванский блок. Зона характеризуется современной тектонической активностью. В ее пределах расположены очаги почти всех сильных землетрясений Араратской группы. Однако, по данным современных движений земной коры (СДЗК) и режимных геофизических наблюдений, зона характеризуется относительно спокойным геодинамическим режимом активности.

Так, по данным СДЗК, в зоне отмечается поднятие земной коры со скоростью 2 мм/год и горизонтальное движение 7-8 мм/год, а по данным повторных высокоточных гравиметрических наблюдений, среднегодовое неприливное изменение силы тяжести в пределах зоны составляет в среднем 20 мкГал, что свидетельствует об относительной геодинамической стабильности зоны [7].

Следующий элемент прослеживаемой поверхности представляет относительное опускание до глубины 25–30 км. По данным СДЗК, в пределах зоны отмечается скорость вертикальных движений 4–8 мм/год и горизонтальных 8-9 мм/год, что свидетельствует о высокой интенсивности современных движений земной коры. Об этом свидетельствуют также данные вариаций гравитационного поля, величина которых составляет в среднем 60 мкГал в год [7].

К северо-востоку опускание резко переходит в поднятие, которое пространственно совпадает с Севано-Амасийской офиолитовой зоной. Оно характеризуется высокой новейшей и современной активностью и контролирует эндогенный магматизм и

сейсмичность региона. С ним связаны несколько очагов сильных землетрясений, в том числе и очаг Спитакского землетрясения 1988 г. По данным СДЗК, до 1988 года земная кора здесь испытывала поднятие со скоростью 8–10 мм/год и горизонтальное движение 9–10 мм/год, а среднегодовое изменение силы тяжести составляла 100 мкГал.

После Спитакского землетрясения 1988 г. в данном регионе произошло резкое изменение знака вертикальных движений. По результатам повторного нивелирования 1988/90–2003/06 гг. эпицентральная зона Спитакского землетрясения находится под влиянием региональных растягивающих напряжений, вследствие чего происходит опускание зоны со скоростью $-10 \div -11$ мм/год [7].

Следующим элементом описываемой модели является Зангезурская зона поднятий, куда входит Сюникский сейсмоактивный блок. Зона характеризуется современной тектонической активностью, о чем свидетельствуют зафиксированные вдоль нее молодые правосдвиговые смещения в районах сс. Таштун, Личк, а также эпицентры десятков землетрясений. Об активности этой зоны свидетельствуют также данные СДЗК и повторных высокоточных гравиметрических наблюдений, согласно которым поднятие земной коры происходит со скоростью 10 мм / год, а среднегодовое изменение силы тяжести составляет 100 мкГал.

Таким образом, детальное изучение и характеристика особенностей строения и свойств сейсмоактивного слоя позволили не только выяснить общие черты пространственного положения коровых сейсмогенных структур, но и составить суждение о принципах динамического взаимодействия крупных литосферных плит, вследствие чего происходит дифференцированные движения более мелких блоков земной коры.

Список литературы

1. Аветисян А.М., Гаспарян Г.С., Оганесян А.О., Саргсян Р.С. Структура земной коры Армении и распределение очагов землетрясений по глубине. Гюмри: // Изд. ШГУ Ученые записки, 2015. С. 85–94.
2. Булин Н.К. Макроделимость литосферы континентов по сейсмическим данным // Проблемы современной сейсмологии. М.: Наука, 1985. стр. 115–123.
3. Вартамян К.С. Тепловое поле и сейсмичность территории Армении // Изв. НАН РА. Науки о Земле. 1999. LII. N 2-3. С. 93–96.
4. Гаспарян Г.С., Оганесян А.О., Саргсян Р.С. Об уровне сеймотектонического потенциала Анатолийско-Кавказско-Иранского региона Средиземноморско-Тихоокеанского сейсмоактивного пояса // Материалы LI Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2019. С. 135–140.
5. Оганесян С.М., Оганесян А.О., Гаспарян Г.С., Фиданян Ф.М. Структурно-динамическая характеристика земной коры территории Армении по комплексу геофизических данных // Изв. НАН РА, Науки о Земле. 2005. LVIII. N3. С. 49–53.
6. Научно-технический отчет по теме: «Геолого-геофизические условия очаговой зоны Спитакского землетрясения 1988 г.» МГ СССР, НПО «Нефтегеофизика», М.: Армгеофонд, 1990. 109 с.
7. Hovhannisyán H.H., Gasparyan H.S., Sargsyan R.S., Avdalyan A.H. Structural and dynamic characteristics of the crust in the Spitak earthquake epicentral zone and adjacent regions according to geophysical and modern deformation data. Ekaterinburg, 2019. pag. 5–10.
8. Davtyan V., et al. Fault slip rates in Armenia by the GPS data. Известия НАН РА, Науки о Земле, 2006, LIX, №2, с. 3–18.

СТРУКТУРНО-МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПОРОД НЯРТИНСКОГО ГНЕЙСО-МИГМАТИТОВОГО КОМПЛЕКСА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

К.С. Поввасев, И.Л. Потапов

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН им. Н.П. Юшкина, Сыктывкар,

e-mail: kspovvasev@geo.komisc.ru

Няртинский гнейсо-мигматитовый комплекс слагает ядро Хобеинской антиклинали в пределах Кожимского поперечного поднятия на Приполярном Урале, и имеет вид вытянутого и утолщенного в северо-восточной части тектонического блока, длиной 65 км и шириной от 15 до 35 км. Комплекс относится к нижнепротерозойским образованиям [9]. Дорифейский возраст пород этого комплекса в последнее время корректно обоснован U-Pb датированием метаморфогенных цирконов – 2127±31 млн лет [6].

В разрезе няртинского комплекса наибольшим распространением пользуются гранатсодержащие двуслюдяные гнейсы и кристаллические сланцы [7], а также продукты их гранитизации (мигматиты). В подчиненном количестве присутствуют амфиболиты, амфиболсодержащие кристаллические сланцы, кварциты и мраморы. Вдоль тектонических границ няртинского блока картируются зоны низкотемпературных диафторитов.

По результатам ранее проведенных исследований выделяется три этапа метаморфизма пород [2, 3]. Первый этап, отвечающий условиям высоких ступеней амфиболитовой или гранулитовой фациям, выделяется на основании находок реликтовых высокотемпературных метаморфогенных породообразующих и акцессорных минералов [2, 7]. Второй этап, парагенезисы которого в основном определяют современный облик няртинского комплекса, имел зональный характер и в пределах рассматриваемого комплекса достигал условий амфиболитовой фации. Третий этап – зеленосланцевый, проявился локально, в краевых частях комплекса.

Для уточнения особенностей проявления второго (основного) этапа метаморфизма был изучен минеральный состав и рассчитаны P-T параметры кристаллизации наиболее распространенных пород – двуслюдяных гнейсов и гранатовых амфиболитов.

Минеральный состав гнейсов включает в себя: кварц, мусковит, биотит, гранат, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, эпидот, среди акцессорных выделяются апатит, рутил, титанит, монацит, циркон.

Анализ составов гранатов (30 анализов) показывает, что центральные части кристаллов имеют преимущественно альмандин-гроссуляровый состав. Краевые зоны характеризуются аналогичным составом, однако уменьшается доля альмандинового минала, а гроссуляровая составляющая, наоборот, увеличивается. Средний состав гранатов – $\text{Prp}_{2-3}\text{Alm}_{45-66}\text{Sp}_{8-22}\text{Grs}_{41-52}\text{Adr}_{0-1}$. Содержание спессартинового минала в краевых и центральных частях примерно одинаковое. Уменьшение альмандинового минала и резкое обогащение оторочек кальцием указывает регрессивный характер процессов метаморфизма. Слюды группы биотита, в соответствии с номенклатурой [14], имеют промежуточный аннит-флогопитовый состав с общей формулой $[\text{K}_{0,89}]_{0,89}[\text{Fe}^{2+}_{1,70}\text{Mn}_{0,02}\text{Mg}_{0,6}\text{Al}^{\text{VI}}_{0,38}\text{Ti}_{0,13}]_{2,83}(\text{Si}_{2,70}\text{Al}^{\text{IV}}_{1,25})_{3,95}\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ и относятся к анниту. Полевые шпаты представлены плагиоклазом – альбитом ($\text{Ab}_{97}\text{An}_2\text{Ort}_1$), и калиевым полевым шпатом – ортоклазом ($\text{Ort}_{95}\text{Ab}_5$).

Произведенные расчеты температур с использованием Grt-Bt термометра [15], указывают на максимальные значения кристаллизации граната 620° (центр кристаллов). В краевых частях температуры снижаются до 520-540°. Полученные значения указывают на регрессивный характер метаморфизма. Расчетное давление составляет от 10 до 5 кбар. [2].

В составе гранатовых амфиболитов няртинского комплекса определяются: амфибол, кварц, гранат, хлорит, акцессорные апатит, ильменит, плагиоклаз.

Амфиболы являются главными минералами в гранатовых амфиболитах, их содержание превышает 70%. Классификация амфиболов проводилась по соотношению кальция к сумме кальция и натрия в позиции В [11]. Все изученные амфиболы (10) вошли в группу

кальциевых амфиболов $B_{Ca/B}(Ca+Na) \geq 0.75$. В соответствии с данной классификацией, составы амфиболов относятся к чермакиту и паргаситу. Порфиробласты гранатов (14 анализов) представлены преимущественно альмандином ($Prp_{3-9}Alm_{45-63}Sp_{86-20}Grs_{21-31}Adr_{0-1}$). Химическая зональность проявлена в уменьшении альмандинового и увеличенииgrossулярового миналов в краевых частях зерен. Марганцевый компонент распределен одинаково как в центре кристаллов, так и на их периферии. Полевые шпаты представлены альбитом ($Ab_{98}An_2$) и ортоклазом ($Ort_{80}Ab_{20}$).

Для гранатовых амфиболитов няртинского комплекса были рассчитаны значения температур с использованием Grt-Hlb термометра [12]. Полученные максимальные значения температур кристаллизации граната, в центральных частях составляют 600-620°. Для краевых частей эти значения уменьшаются до 510-530°. Расчетное давление 10-5 кбар.

Данные проведенных исследований свидетельствуют о близком составе породообразующих минералов в гнейсах и амфиболитах няртинского комплекса. Температурные параметры пиковых условий метаморфизма близки (около 620°). Краевые части гранатов кристаллизовались при снижении температуры, что указывает на регрессивный характер второго этапа метаморфизма.

В структурном плане породы рассматриваемого подразделения имеют складчатое строение с обширным развитием разрывной тектоники [2]. Слоистость в породах устанавливается редко. Это связано с наложением метаморфической полосчатости и сланцеватости. Несмотря на это, в некоторых обнажениях все же удается более или менее выделять слоистость благодаря смене слоев с разным литологическим составом.

Региональная сланцеватость проявлена повсеместно и выражена в субпараллельном расположении слюдястых минералов. Установление в коренных выходах двух и более генераций сланцеватостей, позволяет говорить о многоэтапном процессе формирования пород комплекса. В западной части няртинского комплекса падение сланцеватости северо-западное, в северо-восточной – юго-восточное. Реже встречаются северо-западные простирания с пологим падением на северо-восток [1]. Все вышеописанные элементы в разной степени деформированы и образуют складки. Для центральной части няртинского комплекса характерны лежачие подобные сильно сжатые вплоть до изоклинальных складки с субгоризонтальной ориентировкой осевых поверхностей. Крылья таких складок имеют пологие углы, с падением на северо-восток. В периферийных частях углы падения метаморфической полосчатости и кристаллизационной сланцеватости имеют тенденцию к увеличению углов падения до 40° и более. В северной, западной и восточной частях няртинского комплекса сланцеватость имеет падение соответствующее стороне света. Для этих частей характерны шарниры с пологим погружением на запад и северо-запад.

Проведенный нами геометрический анализ складчатости позволяет выделить как минимум три генерации складок. Складки первой генерации представлены лежачими подобными складками с пологим падением и субгоризонтальной ориентировкой осевых поверхностей. Такие складки наиболее развиты в центральной части поля развития пород няртинского комплекса и связаны они со сланцеватостью первой генерации. Следующая генерация складок представлена разной степени сжатости асимметричными складками. В основном это закрытые складки с пологим погружением шарниров и крутой ориентировкой осевых поверхностей. Эти складки связаны с крутопадающим кливажем осевой поверхности. Шарниры таких складок имеют северо-западное и юго-восточное погружение под углами от 5 до 45°. Подобные открытые складки, деформирующие крылья складок первой генерации имеют северное погружение шарниров. Их осевые плоскости субвертикальны, с падением на восток и запад. Такие складки являются складками третьей генерации. Так же нами установлена в вышележащих отложениях нижнепротерозойской шокурьинской и верхнерифейской пуйвинской свит [3] еще одна генерация складок – лежачие открытые и закрытые симметричные складки, связанные с поздней сланцеватостью. По нашим наблюдениям установлено, что третья и четвертая генерации складок, совместно с поздней сланцеватостью встречается в верхнерифейских и нижнепалеозойских образованиях.

Последние приурочены к надвигам и взбросам. Третья генерация складок проявлена в основном в удалении от этих зон.

Дополнительно нами был проведен микроструктурный анализ ориентировки оптических осей кварца. Для проведения анализа был отобран ориентированный образец с зоны контакта гнейсов и амфиболитов. Результаты замеров вынесены на сферическую диаграмму (верхняя полусфера), построенную на равноугольной сетке (Вульфа). На сферической диаграмме (рис. 1) узор распределения оптических осей образует два пояса, осью которых служит петроструктурная ось **a**. В центральной части сферограммы образуется область, совпадающая с петроструктурной осью **b**. Данный узор относится к так называемому второму «листеровскому» типу [8], который характеризуется узором с симметричным строением, что по данным моделирования [13] характерно для пород претерпевших сдвиговую деформацию.

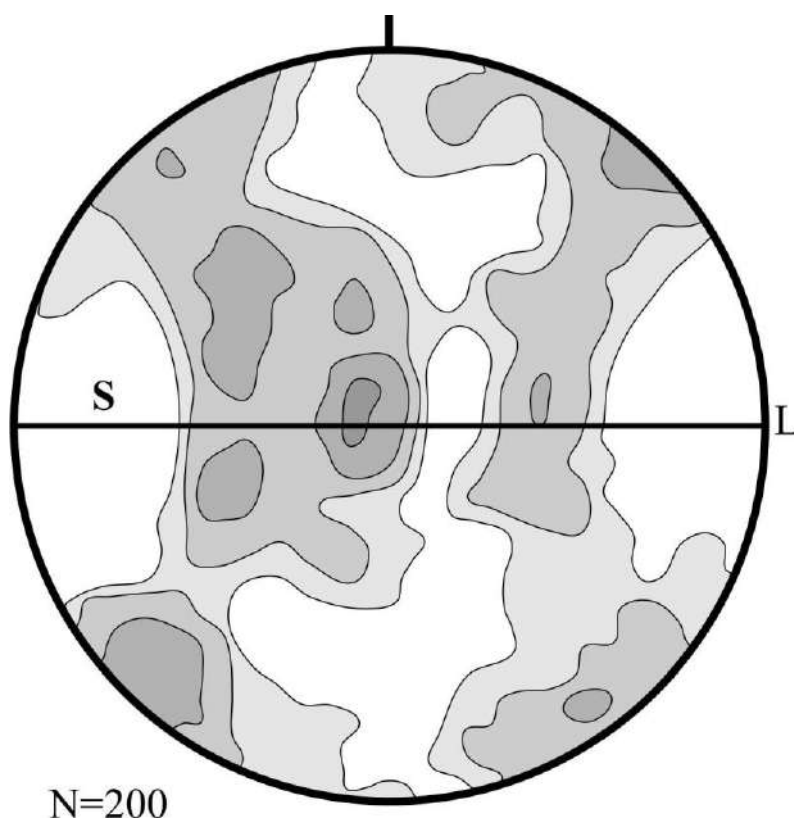


Рис. 1. Сферическая диаграмма (верхняя полусфера) ориентировки оптической оси кварца для няртинского комплекса: НР-402о.

S – плоскость скольжения; L – направление скольжения; N – количество замеров.
Изолинии плотности с шагом 1-2-4-6-8%.

Таким образом, по результатам наших исследований и ранее опубликованных работ можно проследить структурно-метаморфическую эволюцию няртинского комплекса и выделить как минимум три этапа преобразования пород. Следы первого этапа эволюции няртинского комплекса устанавливаются по наличию изоклинальных складок, связанных с ранней сланцеватостью и по наличию реликтовых минералов. По данным Р.Г Тимониной [10], в кристаллах роговой обманки выявлены кристаллы диопсида. К группе реликтовых минералов, по ее мнению, относится и высокотитанистая роговая обманка. А.М. Пыстин [2] к этой же группе относит высокотитанистый биотит. Состав реликтовых минералов по РТ-условиям отвечал высокотемпературной амфиболитовой или гранулитовой фации метаморфизма. Высокотемпературный характер метаморфизма подтверждается находками цирконов «гранулитового» типа [5] в виде темноокрашенных, имеющих вид округлых кристаллов. При трехсоткратном увеличении на поверхностях кристаллов видны

многочисленные мелкие грани; что свидетельствует о том, что природа округлости зерен не является следствием их окатывания, а определяется ростом в высокотемпературных условиях метаморфизма [4].

Следующий этап метаморфизма привел к повторной перекристаллизации пород. Особенности химизма главных породообразующих минералов метаморфических пород няртинского комплекса, входящие в ассоциации второго этапа метаморфизма [7], свидетельствуют о среднетемпературном характере процесса на регрессивной стадии (мусковит и ассоциации с кварцем, альбитом, эпидотом). Об этом, наряду с химизмом минералов, свидетельствует полное отсутствие в породах минералов-индикаторов низкого или высокого давления. С этими процессами связаны ассиметричные складки разной степени сжатости, в основном открытые и распространенная крутопадающая кливаж-сланцеватость северо-западного простирания.

С третьим этапом метаморфизма связан низкотемпературный диафторез пород няртинского комплекса. В целом, можно говорить об умеренном режиме давления во время рассматриваемого этапа метаморфизма.

Список литературы

1. Потапов И.Л., Попвасев К.С. Структурная эволюция докембрийских пород северной части Приполярного Урала акцессорных // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2017. № 10. С. 9–20.
2. Пыстин А.М. Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. Спб.: Наука, 1994. 208 с.
3. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Докембрий Приполярного Урала: хроностратиграфический аспект // Труды Карельского научного центра РАН, № 7. Серия ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ, 2019. № 2. С. 34–52.
4. Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Метаморфизм и гранитообразование в протерозойско–раннепалеозойской истории формирования Приполярноуральского сегмента земной коры // Литосфера. 2008. № 11. С. 25–38.
5. Пыстина Ю.И. Минералогическая стратиграфия метаморфических образований Приполярного Урала. Екатеринбург: Уро РАН, 1997. 124 с.
6. Пыстина Ю. И., Пыстин А. М., Хубанов В. Б. Нижний докембрий в структуре палеозой на Приполярном Урале // Докл. РАН, 2019. Т. 486. № 5. С. 572–576.
7. Пыстина Ю.И., Пыстин А.М. Цирконовая летопись Уральского докембрия. Екатеринбург, УрО РАН, 2002. 168 с.
8. Родыгин А.И. Микроструктурный анализ кварца. Томск: изд. ТГУ, 1994. 217 с.
9. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Уралгеолком, 1993. 152 с.
10. Тимонина Р.Г. Петрология метаморфических пород Приполярного Урала. Л.: Наука, 1980. 100 с.
11. Hawthorne F. C., Oberti R, Harlow G. E., Maresch W. V., Martin R. F., J. C. Schumacher, Welch M. D. IMA report: Nomenclature of the amphibole supergroup // American Mineralogist. 2012. Vol. 97. P 2031–2048.
12. Holdaway M.J. Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer // American Mineralogist. 2000. Vol. 85, P 881-892.
13. Lister G.S., Hobbs B.E. The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: influence of deformation history // Jour. Struct. Geol. 1980. Vol. 2. N. 3. P. 335–370.
14. Milan R., Cavazzini G., D'yakonov Yu., et al. Nomenclature of the micas // The Canadian Mineralogist. 1998, Vol. 36 (3), P 905-912.
15. Perchuk L.L. Derivation of a thermodynamically consistent set of geothermometers and geobarometers for metamorphic and magmatic rocks // Progress in Metamorphic and Magmatic Petrology: A Memorial Volume in Honour of D.S. Korzhinskiy, L.L. Perchuk (Ed.), Cambridge University Press, Cambridge, 1991, p.93-112.

МОДЕЛЬ РАЗРЫВООБРАЗОВАНИЯ ШОРЖИНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Б.В. Саакян, М.А. Мкртчян, Р.К. Карапetyан, Э.Г. Геодакян

*Институт геофизики и инженерной сейсмологии им. акад. А. Назарова НАН РА
(ИГИС НАН РА), Армения, Гюмри*

sahakyan_babken@mail.ru, mary-mary-86@mail.ru, Rozi.karapetyan_iges@mail.ru,
geodakyan.e@mail.ru

Возникающие в сейсмоактивных регионах сильные землетрясения дискретно отображают непрерывно протекающие в земной коре сложные геодинамические процессы, позволяют оценить напряженно-деформационное состояние и распределение тектонических напряжений в очаговых областях этих землетрясений.

К таким землетрясениям следует отнести также сильное землетрясение с магнитудой $M=5.0$, произошедшего 05 февраля 2021 г. на северо-восточном побережье озера Севан в дизъюнктивном узле сочленения крупного регионального Памбак-Севан-Сюникского разлома, его юго-восточной Хонарасарской ветви и антикавказско направленного Арарат-Севанского глубинных разломов. Данное землетрясение является наиболее сильным после Спитакского землетрясения $M_s=7.0$, произошедших непосредственно на территории Армении. Это землетрясение было инструментально зарегистрировано более 148 сейсмическими станциями различных авторитетных мировых, региональных и республиканских сейсмологических агенств. Эпицентр землетрясения имеет географические координаты $\varphi=40.52N^0$ северной широты, $\lambda=45.30E^0$ восточной долготы и расположен непосредственно в близости населенного пункта Шоржа, в связи с чем получил название Шоржинского землетрясения.

В настоящей работе была поставлена цель, на основе анализа цифровых регистраций волновых картин распространения объемных сейсмических волн на более чем 40 сейсмических станций, азимутально охватывающих со всех сторон очаг землетрясения, оценить напряженно-деформационное состояние очаговой области, определить кинематические, динамические характеристики спектрального излучения и на их основе выявить механическую модель разрывообразования очага.

Кинематические параметры разрывообразования были определены путем построения азимутального годографа распространения прямых продольных Р волн, излучаемых из очага землетрясения [2]. На основе анализа волновых картин цифровых записей на каждом из этих сейсмических станции, окружающих эпицентр землетрясения, были выделены разности времен вступлений $\tau = P_{max} - \bar{P}$ и построен график зависимости Δt от азимута (рис.1).

Анализ азимутального годографа показывает, что распространение Р волн представляет собой одноактовый процесс с одноосью направленной вытянутостью с юго-востока на северо-запад с азимутом 310^0 градусов и совпадает с ориентацией расположения Памбак-Севан-Сюникского глубинного разлома.

По количественным значениям азимутального годографа известными формулами (1) и (2)

$$l = \frac{v_p}{2} \cdot (\tau_{max} - \tau_{min}) \quad (1)$$

$$c = v_p \cdot \frac{\tau_{max} - \tau_{min}}{\tau_{max} + \tau_{min}} \quad (2)$$

были определены длина и скорость магистрального трещинообразования, численные значения которых приводятся таблице 1.

Спектральные характеристики очагового излучения, а также выделение их высокочастотных и низкочастотных составляющих, нами рассмотрены путем анализа волновых форм амплитудно-частотных спектров продольных Р волн, зарегистрированных на сейсмических станции «Кисловодск» и «Дигор» [1,5].

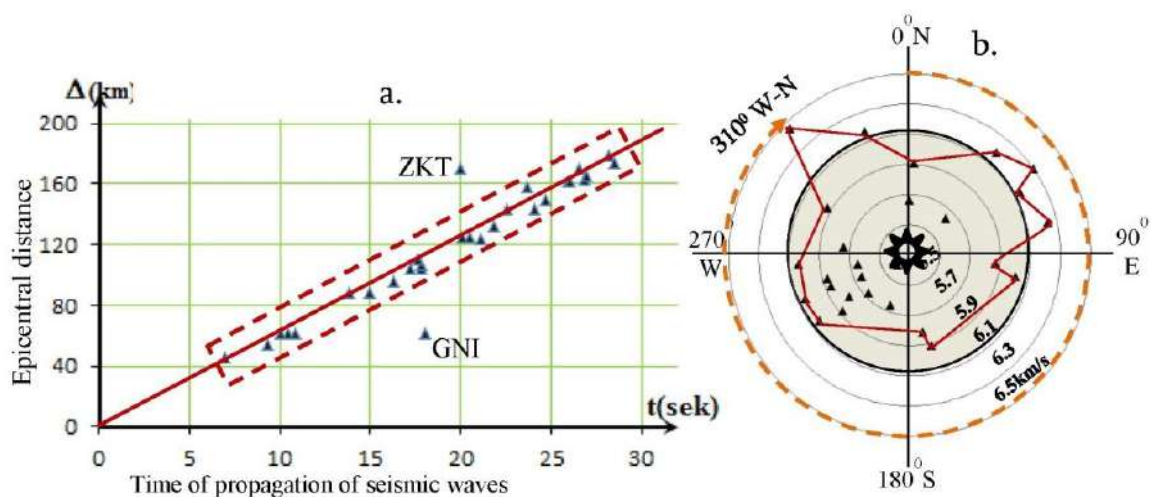


Рис. 1. График азимутального годографа распространения сейсмических волн.

Таблица 1

Кинематические параметры разрывообразования очага землетрясения

v_p – скорости интервалы распространения продольных волн	6.1 ± 0.5 км/с
Φ_s – азимутальная ориентация разрывообразования	$\sim 310^0$
$\tau = \tau_{max} - \tau_{min}$ – длительность разрывообразования	~ 1.25 с
c – скорость разрывообразования	~ 4.2 км/с
l – длина магистрального разрыва	~ 5 км

Выбор этих станций обусловлен теми обстоятельствами, что они азимутально расположены по направлению вытянутости скоростного годографа, а эпицентральные расстояния от очага землетрясения позволяют зарегистрировать весь состав спектра излучаемых объемных Р-волн (рис.2).

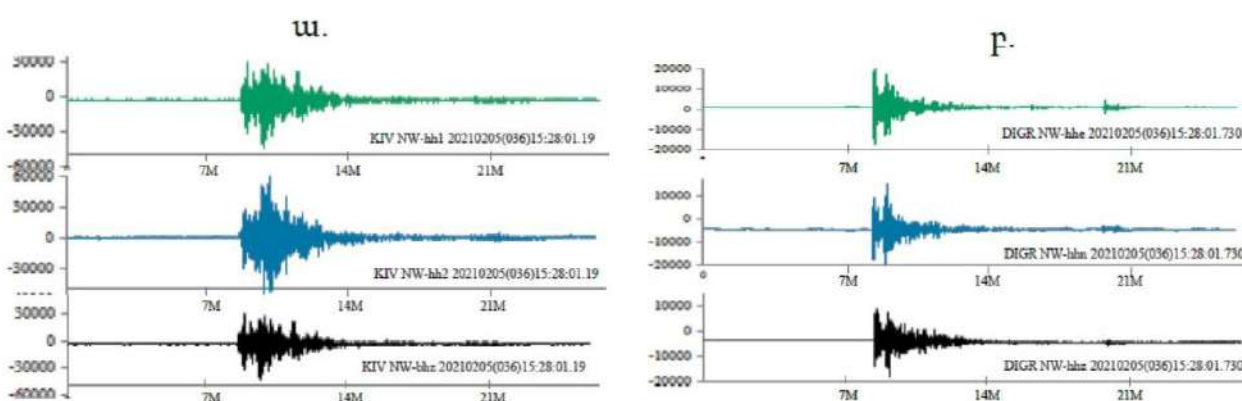


Рис. 2. Цифровые записи Шоржинского землетрясения на станциях «Кисловодск» (KIV) и «Дигор» (DIGOR).

Амплитудно-частотный спектр построен методом быстрого преобразования Фурье (БПФ) и представлен на рисунке 3. Анализ амплитудно-частотного спектра указывает, что угловая частота $f_0 = 1,2 \text{ сек}^{-1}$, четко разделяет высокочастотные и низкочастотные

слагающие очагового излучения и аппроксимируется круговой дислокационной спектральной моделью очага Бруна [5]. Практический квазигоризонтальный амплитудный уровень длиннопериодного составляющего позволяет прямым способом определить значение скалярного сейсмического момента $M_0 = 6,85 \cdot 10^{16}$ Н*м, и указывает, что в очаге имело место гладкое без зацепов скольжение берегов магистрального разрыва.

На основе кинематических и спектральных характеристик очаговых излучений разработана модель магистрального трещинообразования, представляющая собой одноактовый изолированный разрыв сплошности среды с гладким скольжением берегов со сдвигом без отрыва.

По расчетным формулам, приведенным в работах [3,5], количественно определены динамические параметры этой модели, численные значения которых представлены в таблице 2.

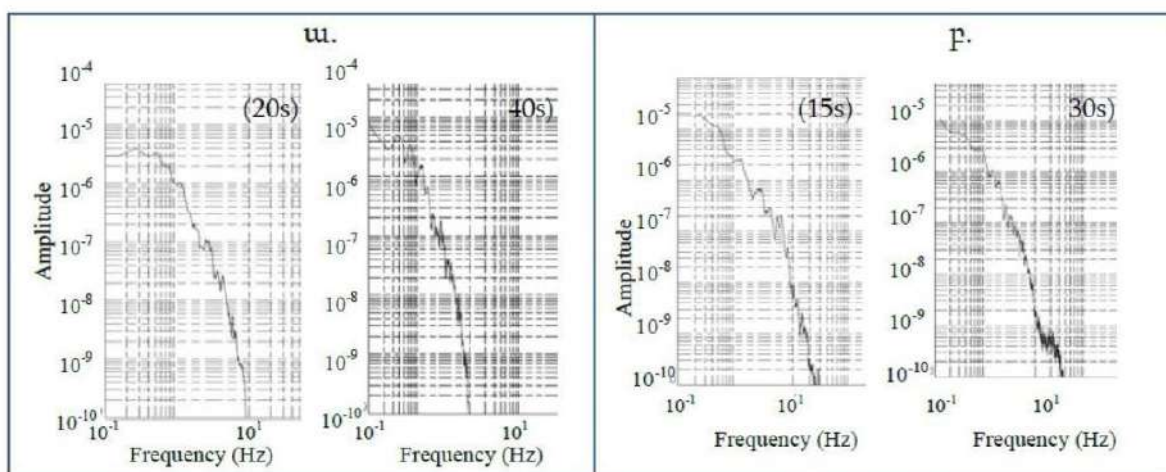


Рис. 3. Спектры Фурье цифровых записей с/станций с продолжительностью а)KIV 20 и 40 сек., б)DIGOR 15 и 30 сек.

Таблица 2

Динамические параметры разрывообразования очага землетрясения

f_0 (сек ⁻¹) – нулевая угловая частота	Ω_0 (см·сек) – спектральная плотность по ширине	M_0 (Н·м) – скалярный сейсмический момент	L (км) – длина разрывообразования	r_0 (км) – референтный радиус	$\Delta\sigma$ (бар) – брошенная напряжения	$\eta\bar{\sigma}$ (бар) – кажущаяся напряжения	\bar{u} (см) – сейсмотектоническая подвижка	M_w – моментная магнитуда
1,2	$0,5 \cdot 10^{-6}$	$6,85 \cdot 10^{16}$	5,001	2,5	2,15	0,87	36	5,2

Оценка напряженно-деформационного состояния и действующих в очаге сжимающих и растягивающих тектонических напряжений определены путем решения фокального механизма очага (рис.4). Определены действующие в очаге ориентации и углы падения двух нодальных плоскостей, а также ориентация главных осей сжимающих и растягивающих тектонических напряжений (таб.3).

Нодальные плоскости NP1 и NP2 соответственно совпадают с ориентациями Памбак-Севан-Сюникского и Арарат-Севанского глубинных разломов. В качестве реальной плоскости процесса формирования магистрального разрыва нами принята вторая нодальная

плоскость NP2, которая совпадает как с направлением азимутального поля распространения скоростей сейсмических волн, так и с географическим положением Памбак-Севан-Сюникского разлома. Ориентации главных осей тектонических напряжений указывают, что в эпицентральной области действуют одноосью близгоризонтально направленные тектонические напряжения, а сжимающие и растягивающие напряжения в очаге имеют соответственно близмеридиональное и близширотное распределение.

На основе тензорного анализа сейсмического момента определены главные диагональные составляющие M_1 , M_2 , M_3 и по этим данным рассчитан коэффициент Лоден-Нодаи $\mu_M = 0,15$, указывающий, что в очаге подвижка по разрыву представляет собой правосторонний сдвиг [4].

Таблица 3

Основные параметры механизма очага землетрясения

	Оси напряжения ⁽⁰⁾						Нодальные плоскости ⁽⁰⁾					
	Сжатие P		Нулевая N		Растяжение T		NP1			NP2		
	AZM	PL	AZM	PL	AZM	PL	STRK	DIP	SLIP	STRK	DIP	SLIP
IGES	160	10	50	65	250	35	205	70	15	295	80	165

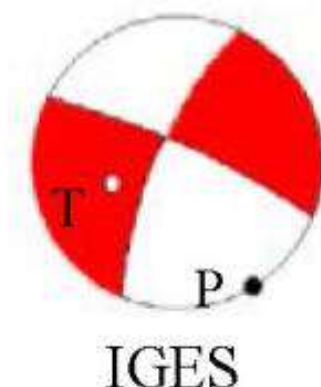


Рис. 4. Стереодиаграмма фокального механизма Шоржинского землетрясения.

Полученные результаты позволили впервые построить наиболее реалистическую модель очага землетрясения и получить новую уточненную картину сейсмогенеза северо-восточной части территории Армении.

Список литературы

1. Аверьянова В.Н. Энергетически-спектральный метод оценки сейсмической опасности. М.: Наука, 1985. 191с.
2. Горбунова И.В. Методика и некоторые результаты определения длины, скорости и направления распространения разрыва по волновой картине на сейсмограмме, АН СССР ИФЗ М., 1984, 98с.-Деп. в ВИНТИ 25.05.84 №3440-84.
3. Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. – М.: Наука, 1975. 176 с.
4. Юнга С.Л. Методы и результаты изучения сеймотектонических деформаций. – М.:Наука, 1990.193с.
5. Brune J.N. Tectonic stress and the spectrum of Seismic shear waves from earthquake. J. Geophys.Res. 1970, 75, 26, p. 4997-5009.

К ИСТОРИИ ОБРАЗОВАНИЯ ГНЕЙСОВО-МИГМАТИТОВЫХ МАССИВОВ КОЧКАРСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

В.И. Сначёв

Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа

e-mail: SAVant@inbox.ru

Северная часть Восточно-Уральского поднятия (Кочкарский антиклинорий) сложена в различной степени метаморфизованными осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями преимущественно рифей-вендского возраста [12]. С запада она отделяется от Арамильско-Сухтелинской зоны субмеридиональным глубинным разломом, к которому приурочены небольшие массивы и тела ультрамафитов и гранитоидов. Стратиграфическая основа, принятая в данной работе, составлена с учётом данных, полученных нами и большим коллективом геологов ОАО «Челябинскгеосъемка» [9, 11].

В разрезе центральной части Кочкарского антиклинория выделяется шесть толщ (снизу вверх): еремкинская гнейсо-сланцевая (RF₁₋₂) с metabазальтами, имеющими рифтогенно-континентальные характеристики [7], кучинская карбонатная (RF₂), благодатская обломочная (RF₂₋₃), светлинская сланцевая (RF₃) с многочисленными прослоями углеродистых сланцев, вмещающих золоторудную минерализацию [6], александровская вулканогенно-осадочная (V), кукушкинская (O₁₋₂) (рисунок).

Кочкарский антиклинорий относится к числу структур Восточно-Уральского поднятия, в которых широко представлены различные по возрасту, формационной принадлежности структурному положению интрузивные образования, занимающие более половины его территории. Здесь можно выделить следующие интрузивные комплексы: позднепротерозойские – западнокочкарский (метаультрамафитовый), борисовский (гранит-мигматитовый); раннесилурский – кумлякский (ультрамафитовый); раннекаменноугольный – ключевской (габбро-гранитный) [8]; позднепалеозойские – санарский (гранитный) и поварненский (гранитный).

Многолетние исследования гранитоидного магматизма Восточно-Уральской структуры позволили предположить следующую историю ее развития [9, 12]. Так, в среднем и верхнем рифее она представляла собой краевую часть параавтохтонной области, в которой накапливались грабеновые формации. К концу рифея резко усилился тепловой поток из верхней мантии, связанный, по всей видимости, с активизацией всплывающего диапира. Вдоль Восточно-Уральского поднятия формировалась серия "горячих точек", которая генерировала высокотемпературные потоки трансмагматических флюидов, что в конечном счете привело к плавлению крупных масс пород на глубине и их диапироидному всплытию. Таким образом образовались антиклинорные структуры Кочкарской площади, а также цепочка мигматитовых куполов (Варламовский, Борисовский, Санарский, Еремкинский). По мере роста куполов происходила постепенная гранитизация и метаморфизм пород сланцевого комплекса. Первый, наиболее продолжительный период активности «горячих» точек, закончился, по-видимому, в венде, ибо терригенные породы ордовика не несут следов метаморфических преобразований,

Известно, что процесс формирования гранито-гнейсовых куполов является весьма продолжительным и по данным многочисленных исследователей может охватывать интервал времени в несколько десятков или даже сотен миллионов лет [3], на что указывал в свое время и Н. Эскола [16]. Вместе с тем, те же авторы приводят ряд фактов, которые указывают на пульсационный характер развития структур, связанный с многократной мобилизацией вещества в процессе его эволюции, в результате чего признаки более ранних этапов образования гранито-гнейсовых куполов чаще всего стираются в последующие этапы и в породе фиксируется возраст только последнего тектоно-магматического цикла [1].

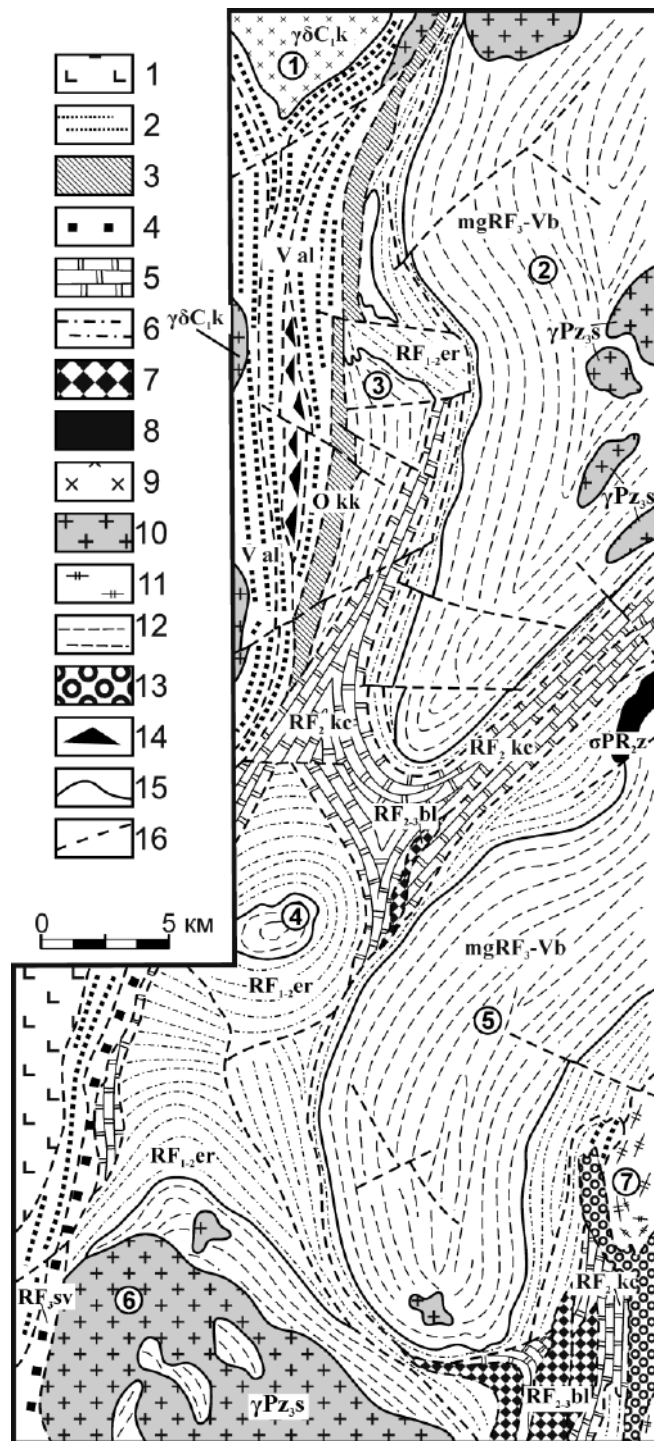


Рис. Схематическая геологическая карта Кочкарской площади. Составлена В.П. Муркиным и др. [11].

Условные обозначения: 1 – осадочно-вулканогенные образования Сухтелинского синклинория; 2 – венд, александровская толща; 3 – венд-ордовик, кукушкинская толща; 4 – верхний рифей, светлинская толща; 5 – средний рифей, кучинская толща; 6 – протерозой, еремкинская толща; 7 – образования благодатской толщи (катаклазированные силикатно-карбонатные породы); 8 – метаультрамафиты; 9 – диориты, кварцевые диориты, габбро-диориты, габбро; 10 – граниты; 11 – плагиомигматиты; 12 – мигматиты гранитные; 13 – карбонатный меланж; 14 – катаклазит, тектониты нерасчлененные; 15 – стратиграфические и интрузивные границы; 16 – тектонические нарушения.

Цифры в кружочках – гранитные массивы: 1 – Ключевской; 2 – Варламовский; 3 – Котликский; 4 – Еремкинский; 5 – Борисовский; 6 – Санарский; 7 – Пластовский (Андреевский).

Механизм формирования гранито-гнейсовых куполов до сих пор не совсем ясен. Многие исследователи [2, 5, 14] считают сиалический плутонометаморфизм специфической особенностью миогеосинклинальных зон и увязывают его так или иначе с разрешением напряжений, вызванных тектоническим сжатием. Не вдаваясь в подробности многолетней дискуссии по проблеме геотектонической позиции и условий формирования гранито-гнейсовых куполов, это прекрасно сделано в работах Г.А. Кейльмана [4], К.К. Сорвачева [13], приведем выдержку из первой из них, где дается ответ на многие вопросы этой проблемы. "Явления такого рода легче всего представить как следствие одновременного возникновения эвтектоидного расплава во всей массе пород в результате адиабатической декомпрессии при диапироидном перемещении горных масс, содержащих сиалический материал, и подготовленных предшествовавшими метаморфогенно-метасоматическими преобразованиями. Появление расплава понижает плотность и увеличивает тепло- и флюидопроводность среды, способствуя в свою очередь протеканию процесса, продолжению воздымания куполов и дальнейшему уменьшению давления так, что система в определенной мере становится саморазвивающейся [4]".

Мне представляется, что становление гранитно-мигматитовых куполов в пределах Восточно-Уральского поднятия следует, по всей видимости, связывать с завершением байкальского цикла развития. На данном этапе изучения купольных структур невозможно более точно указать время их формирования, тем более процесс этот растянут на многие десятки миллионов лет. Более или менее ясно одно, что главный этап гранитной мигматизации завершился где-то близко к границе верхнего рифея и венда. Несомненно и другое – был и более ранний этап плагиомигматизации. На западном склоне Южного Урала граница верхнего рифея-венда (около 650 млн.лет) также отмечена белорецким гранито-гнейсовым комплексом [15], складчатостью и метаморфизмом.

Для Восточно-Уральской мегазоны один из возможных вариантов объяснения механизма образования гранито-гнейсовых куполов можно построить на основе геодинамической модели развития этой крупной структуры. Судите сами, подъем мантийного диапира в позднерифейско-вендское, а затем раннепалеозойское время привел в конце ордовика к разрыву сплошности континентальной коры в Магнитогорской мегазоне. В это же самое время другой мантийный диапир формируется в пределах Восточно-Уральского прогиба. В последнем случае обнажения океанического ложа не произошло. Однако, мощность континентальной коры в осевой части рифтовой системы и на ее крыльях оказалась очень незначительной [10]. Одновременное двустороннее сжатие, которое испытало Восточно-Уральское поднятие в позднерифейско-вендское время, как раз и могло явиться причиной проявления здесь крупной эпохи гранитизации пород.

Работа выполнена в рамках Государственного задания по теме № 0246-2019-0078.

Список литературы

1. Болтыров В.В., Пыстин А.М., Огородников В.Н. Региональный метаморфизм пород в северном обрамлении Санарского гранитного массива на Южном Урале // Геология метаморфических комплексов Урала. СГИ. Свердловск. 1973. Вып. 91. С. 53–66.
2. Жданов В.В., Петров Б.В., Блюман Б.А. и др. Метаморфические формации. Л.: Недра, 1986. 245 с.
3. Кейльман Г.А. Магматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.
4. Кейльман Г.А. Гранитизация и тектоника. Свердловск, СГИ, 1988. 36 с.
5. Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических пород. М.: Наука, 1965. 327 с.
6. Рыкус М.В., Сначёв В.И. Особенности палеозойского углеродистого осадконакопления Сысертско-Ильменогорской зоны Южного Урала // Осадочные бассейны: Закономерности строения и эволюции, минерагения. Екатеринбург. Институт геологии и геохимии. УрО РАН, 2000. С. 112–114.
7. Савельев Д.Е., Сначёв А.В., Пучков В.Н., Сначёв В.И. Петрогеохимические и геодинамические особенности формирования ордовикско-раннесилурийских базальтов восточного

склона Южного Урала // Геологический сборник № 5. ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. С. 86–104.

8. Сначёв А.В., Пучков В.Н., Сначёв В.И., Савельев Д.Е., Бажин Е.А. Большаковский габбровый массив фрагмент Южно-Уральской зоны раннекаменноугольного рифта // Доклады РАН, Т. 429, № 1, 2009. С. 79–81.

9. Сначёв В.И., Демин Ю.И., Романовская М.А., Шулькин В.Е. Тепловой режим становления гранитоидных массивов. БНЦ УрО АН СССР. Уфа, 1989. 120 с.

10. Сначёв В.И., Кузнецов Н.С., Пужаков Б.А., Романовская М.А. Геодинамика формирования Челябинского палеорифта // Вестник МГУ, № 3, 1991. С. 86–89.

11. Сначёв В.И., Муркин В.П. Новые данные по магматизму, метаморфизму и металлогении Кочкарской площади (Южный Урал). Препринт. Уфа: Принт, 1989. 23 с.

12. Сначёв В.И., Шулькин В.Е., Муркин В.П., Кузнецов Н.С. Магматизм Восточно-Уральской зоны Южного Урала. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1990. 178 с.

13. Сорвачев К.К. Пластические деформации в гранито-гнейсовых структурах. М.: Наука, 1978. 124 с.

14. Хорева Б.Я. Принципы выделения и классификации метаморфических и плутонометаморфических формаций // Докл. АН СССР, Т. 176, № 5, 1967. С. 1138–1141.

15. Штейнберг Д.С., Попов Б.А., Золоев К.К. и др. Положение магматизма и метаморфизма в геологической структуре и истории Урала // Эволюция магматизма Урала. Свердловск, 1987. С. 7–60.

16. Escola P. The problem of mantled gneiss domes // Quart. J. Geol. Soc. London, 1949. V. 104. № 416. Pt. 4.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ФОРМИРОВАНИЯ КАРАТАУСКОГО СТРУКТУРНОГО КОМПЛЕКСА

А.М. Фархутдинов

Башкирский государственный университет, Уфа

e-mail: anvarfarh@mail.ru

Каратауский структурный комплекс – это одна из ключевых и наиболее сложных в геологическом отношении структур Южного Урала. С историей его исследования связано открытие складчато-надвигового строения Уральских гор, опровергнувшее представления об их вертикально-блоковой структуре (геосинклинальная теория). Первым, кто вопреки общепринятой фиксистской парадигме заявил об его аллохтонном строении стал М.А. Камалетдинов, закартировавший в 1954 г. крупный Каратауский надвиг [7]. Надвиг показан на листе N-40-X Государственной геологической карты масштаба 1:200 000, составленной И.И. Синициным и З.А. Синициной под редакцией А.И. Олли [4], со ссылкой на производственные отчеты Камалетдинова 1954 и 1956 гг. [1].

Существуют три точки зрения на формирование Каратауского структурного комплекса: 1) комплекс шарьирован в результате горизонтальных перемещений [2]; 2) комплекс возник за счет вертикальных движений [6, 9]; 3) комплекс образовался вследствие общекоровой складчатости [3]. Продолжающаяся дискуссия о тектонике изучаемой территории свидетельствует об актуальности этой темы.

Каратауский структурный комплекс отчетливо выражается в рельефе и является частью Башкирского мегантиклинория (сложен в основном рифей-вендскими отложениями возрастом 1650–540 млн лет), которая, согласно одной из точек зрения [2], была выдвинута на территорию Восточно-Европейской платформы во время герцинской складчатости (405–280 млн лет), разделив Предуральский прогиб в пределах Южного Урала на две части.

Комплекс ограничен поверхностью Каратауского надвига, левостороннего Ашинского и правостороннего Юрюзанского сдвигов. Внутри выделяются субширотные антиклинали: Каратауская, Воробьиногорская, Ажигардакская и Березовогорская. Их северные крылья осложнены одноименными надвигами (кроме Березовогорской). Антиклинали сложены терригенными и карбонатными отложениями верхнего рифея, венда, среднего и верхнего девона и карбона. В восточной части структурного комплекса находится наложенная Симская мульда, выполненная пермскими отложениями, и крупная Сулеймановская антиклиналь, прослеживающаяся в северо-восточном направлении на 50 км [2].

Урал имеет ряд особенностей, которые отличают его от других палеозойских складчато-надвиговых поясов: незначительное укорочение территории с вертикальным смещением по разломам, почти равным горизонтальному [10], массивное вовлечение фундамента с формированием надвиговых дислокаций в результате реактивации двух наборов ранее существовавших структур [10, 11]. Реактивация структур, параллельных герцинской складчатости, привела к включению шарьяжных пластин пород фундамента в складчатый пояс на ранней стадии его развития, тогда как структуры, располагавшиеся под большим углом к складчатости, повлияли на развитие латеральных структур [11]. Одной из таких латеральных структур, смещение по которой привело к разделению Предуральского прогиба, является структурный комплекс Каратау [12].

Предполагается, что особенности образования Каратауского структурного комплекса обусловлены ранее существовавшими разломами в осадочном чехле (которые выступили в качестве сдвиговых разломов) и кристаллическими структурами фундамента (сформированными в течение нескольких фаз рифтогенеза и байкальской складчатости и расположенными почти перпендикулярно герцинскому сжатию), а также изменением глубины детачмента (он располагается глубже в пределах Каратауского комплекса).

Для проверки данной гипотезы было осуществлено экспериментальное моделирование. В настоящее время экспериментальное и компьютерное моделирование широко

используется для исследования динамики деформации литосферы в различных пространственно-временных масштабах [13]. Экспериментальное моделирование тектонических структур с использованием песка («песчаная коробка») связано с физико-механическим теоретическим анализом.

С помощью экспериментального моделирования¹ удалось воссоздать общие черты строения Каратауского структурного комплекса – наличие серии надвигов в центре (тектонические структуры типа «конский хвост», которые в Каратауском структурном комплексе приурочены к Ашинскому сдвигу [5]) с их исчезновением к краям модели.

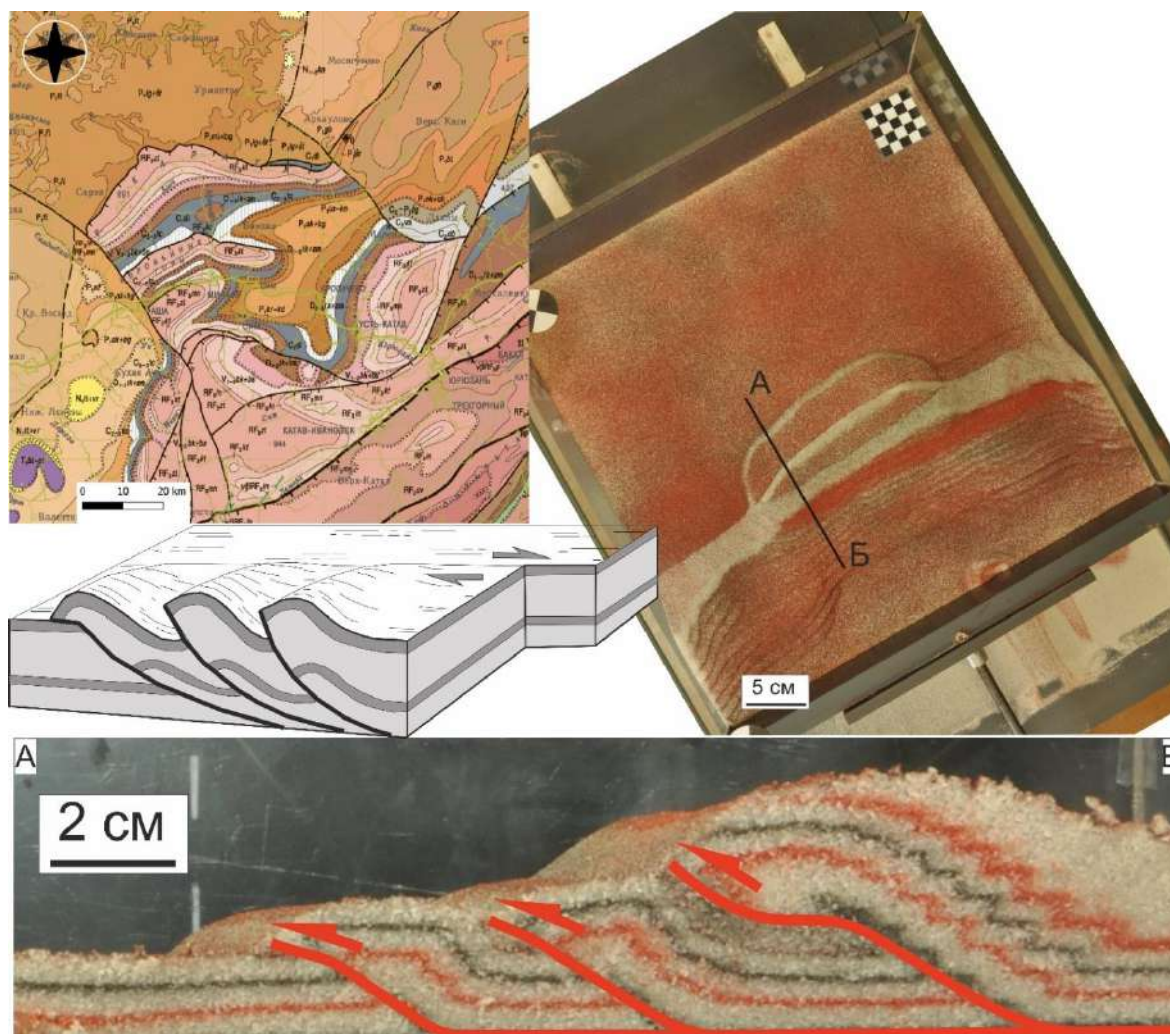


Рис. 1. Результаты экспериментального моделирования (вид сверху, разрез, геологическая карта и схематический рисунок структур «конского хвоста» [14]).

Общий ход моделирования Каратауского структурного комплекса проходит от более простой модели к более сложной. Первоначальная цель – создать упрощенную модель с уже существующими структурами, расположенными перпендикулярно силам сжатия, с последующим усложнением различными возможными углами к направлению сжатия. Необходимость дальнейших изменений модели связана с наличием наложенной Симской мульды, Сулеймановской антиклинали и Первомайской зоны транспрессии. Кроме этого, Каратауский структурный комплекс своим субширотным простиранием резко отличается от остальных структур западного склона Южного Урала, что некоторыми исследователями объясняется поворотом территории по часовой стрелке во время герцинской складчатости [2, 8].

¹ С видео моделирования Каратауского структурного комплекса можно ознакомиться по ссылке: <https://youtu.be/OBeerd881gl>

Результаты подтверждают взгляды исследователей на формировании Каратауского структурного комплекса в результате горизонтального сжатия во время герцинской складчатости. Наличие ранее существовавших разломов в осадочном чехле, которые позже выступили в качестве сдвиговых разломов, кристаллические структуры фундамента и большая глубина detachmента в пределах комплекса сыграли роль в выдвигании именно этой территории относительно остальной части Башкирского мегантиклинория.

Список литературы

1. Камалетдинов М.А. Нелогично, значит ненаучно // Известия отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. Геология. 2011. № 16. С. 121–129.
2. Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 229 с.
3. Кисин А.Ю. Структурное положение тектонического блока Каратау // Литосфера. 2008. № 4. С. 35–47.
4. Сеницын И.И., Сеницына З.А. Государственная геологическая карта СССР. М.: 1:200 000. Лист: N-40-X. М.: Госгеолтехиздат, 1956.
5. Тевелев Ал.В., Прудников И.А., Тевелев Арк.В., Хотылев А.О., Володина Е.А. Кинематическая модель формирования Симской мульды Предуральяского краевого прогиба // Вестник Московского университета. Серия 4 Геология. 2018. №2. С. 23–32.
6. Тетяев М.М. Геотектоника СССР. М.-Л.: ГОНТИ, 1938. 298 с.
7. Фархутдинов И.М., Фархутдинов А.М., Исмагилов Р.А., Фархутдинова Л.М. Становление мобилистской парадигмы в советской геологии и шарьяжно-надвиговая теория М.А. Камалетдинова // Вопросы истории естествознания и техники. 2019. Т. 40, № 1. С. 21–37.
8. Шакуров Р.К. Некоторые вопросы палеомагнетизма и тектоники Уральского Каратау // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. 2009. №14. С. 105–109.
9. Шатский Н.С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Ю. Урала. Бюлл. МО-ИП, 1945, Т. 2, В. 2(6). 130 с.
10. Brown D., Alvarez-Marron J., Perez-Estaun A., Gorozhanina Y., Baryshev V., Puchkov V. Geometric and kinematic evolution of the foreland thrust and fold belt in the Southern Urals // Tectonics, 16, 1997. P. 551–562.
11. Brown D., Alvarez-Marron J., Perez-Estaun A., Puchkov V., Ayala C. Basement influence on foreland thrust and fold belt development: an example from the southern Urals // Tectonophysics, 308, 1999. P. 459–472.
12. Brown D., Puchkov V., Alvarez-Marron J., Bea F., Perez-Estaun A. Tectonic processes in the southern and middle Urals – an overview. D.G. Gee, R.A. Stephenson (Eds.), European Lithosphere Dynamics, Geol. Soc. London Memoir, Vol. 32, 2006. P. 407-419
13. Graveleau F., Malavieille J., Dominguez S. Experimental modelling of orogenic wedges: A review // Tectonophysics. 2012. V. 538–540. P. 1–66.
14. Twiss R.J., Moores E.M. Structural geology. 6-th printing. N.Y.: W.H. Freeman and Company, 2000. 532 p.

2. СТРАТИГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ, ПАЛЕНТОЛОГИЯ

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫХ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ Р. УФА В НЯЗЕПЕТРОВСКОМ РАЙОНЕ

Е. А. Латанова, А. В. Гусев

Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, Москва

e-mail: Lenaaa1212@gmail.com

Целью данной работы являлось изучение позднеплейстоцен – голоценовых аллювиальных отложений и последующее описание опорного разреза аллювия высокой поймы р. Уфа к северо-западу от г. Нязепетровск (Челябинская область, лист геологической карты О–40–XXXVI (рис. 1)).

Район исследований располагается в пределах складчатой системы Урала, традиционно относимой к уралидам. В пределы листа попадает часть западного склона Среднего Урала в месте его дугообразного изгиба, обращенного на восток и соответствующего центральной части Уфимского амфитеатра. Изучаемая территория имеет сложное, отчётливо выраженное складчато–надвиговое строение, в котором принимают участие горные породы широчайшего диапазона возрастов (от рифея до квартера) и различного происхождения: осадочные, вулканические, plutонические и метаморфические.

Речная сеть имеет длительную историю формирования и хорошо развита, особенно в западной части листа. Площадь водосбора реки Уфа в современном состоянии весьма велика, и в качестве источников обломочного материала могут выступать практически все развитые на изучаемой территории породные комплексы.

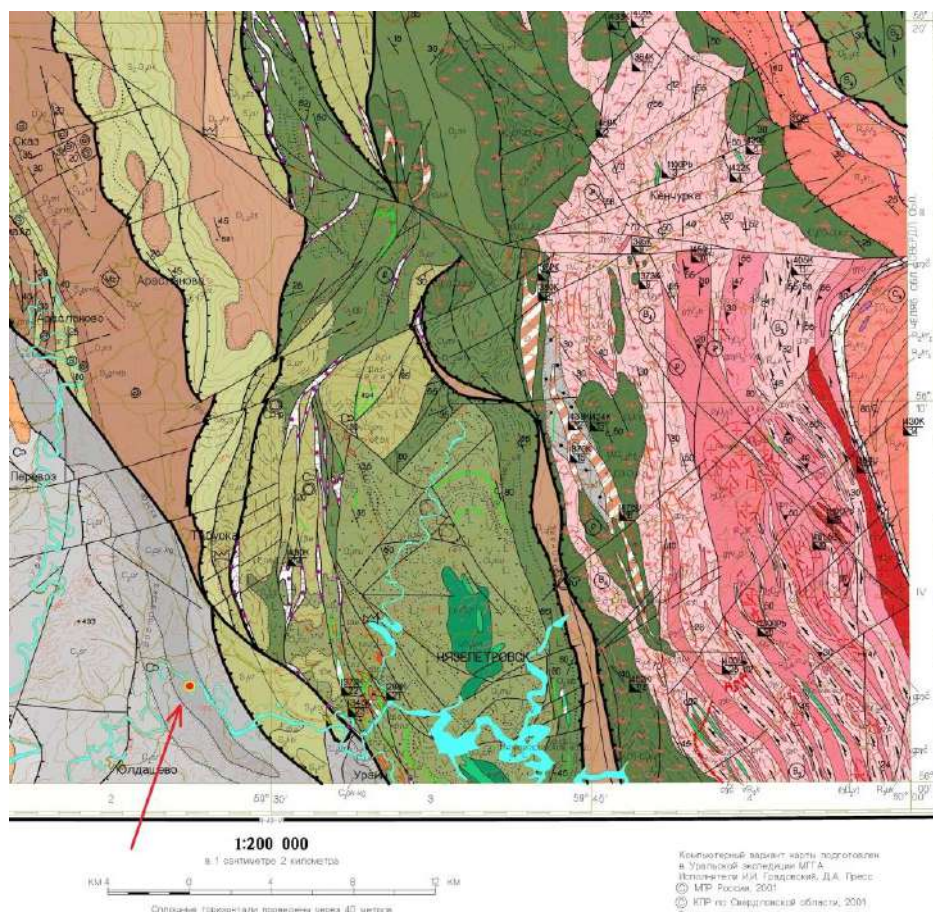


Рис. 1. Фрагмент листа геологической карты О–40–XXXVI масштаба 1:200 000 [Успенская, 2004ф] и расположение исследуемого объекта (показан красной точкой).

В результате исследования ожидалось получить реконструкцию палеоэкологических особенностей региона и сделать предварительную оценку некоторых гидродинамических параметров палеоУфы.

Разрез (рис. 2) был разделен на несколько комплексов на основании литологических признаков. Первый комплекс (пачки 1 и 2 на рис.2) из почвы и суглинков из самой верхней части разреза подробно не рассматривается.

Второй комплекс (пачки 3 и 4 на рис.2) сложен крупнозернистыми хорошо сортированными песками и суглинками с песчаными линзами. Внутри комплекса прослеживается горизонтальная слоистость.

Третий комплекс (пачки 5 – 10 на рис.2) представлен грубозернистыми песками с разной степенью насыщенности галечного и щебнистого материала в верхней части и в нижней — чередованием тонких слоев крупнозернистого хорошо сортированного и грубозернистого плохо сортированного песка с гравием и редкой мелкой галькой. Местами в пачках сохранилась косая слоистость. В основании комплекса прослеживается тонкий гравийный горизонт.

Четвертый комплекс (пачки 11 и 12 на рис.2) состоит из галечников и дресвяников с песчано – глинистым матриксом и галечников с песчаным плохо сортированным матриксом, насыщенным мелким щебнистым и галечным материалом. Гальки уплощенные и ориентированы по направлению запад–восток. В отложениях комплекса нет отчетливой слоистости.

Основным вопросом при изучении данного разреза является приуроченность пачек нижнего комплекса к определенной фации, поскольку они не похожи на классический русловой аллювий из-за отсутствия структурных особенностей руслового аллювия — крупно– и мелкомасштабной косой слоистости и сортировки материала в слоях. Стоит также принять во внимание, что накопление материала происходило в обстановке равнинной или предгорной реки с постоянной активной гидродинамикой.

Результат гранулометрического анализа и интерпретация генетических коэффициентов (σ_1 , S_k , E_k и т.д. [3]) показали следующее:

1. На гистограмме, соответствующей распределению размерных фракций образца из второго комплекса (рис. 2), четко определяется положительная асимметрия. Отсутствие крупной фракции и единственная мода, соответствующая мелкой фракции, могут указывать на пойменные условия осадконакопления.

2. Гистограмма для образца из третьего комплекса (рис.2) показывает одну моду по фракции среднезернистого песка и одну менее выраженную — в размерности мелкой гальки. Количество более крупного материала плавно уменьшается и не выходит за пределы среднегалечного размера. Это скорее всего обусловлено достаточно длительной обработкой материала, при этом отсутствие крупных фракций может говорить о более спокойной гидродинамической обстановке, чем в других образцах, кроме вышеупомянутого, или о сокращении количества близкорасположенных источников. Вторая мода во фракции 3-5 мм выражена слабо и ею можно пренебречь.

3. На гистограмме для образца из четвертого комплекса (рис. 2) ярко выражено полимодальное распределение с тремя модами. Достаточно пологое распределение и приуроченность максимальной моды к крупногалечной фракции могут говорить о поступлении большого количества материала при относительно больших скоростях [4]. Почти полное отсутствие мелкозернистого материала, который не успевал откладываться, этому не противоречит.

При изучении минерального состава оказалось, что основная часть в составе всех рассмотренных образцов (изучались только фракции 0.25– 0.5 мм) представлена разновидностями кварца (от 57 до 71%). Выделяется 7 генераций кварца, отличающихся по цвету, окатанности, блеску и форме. В каждом образце обнаружены все типы кварца в разных соотношениях, однако в большинстве проб преобладает рыжеватый кварц с железистыми включениями. Способ переноса материала — механогенный, при этом

материал переоткладывался несколько раз. Среди темноцветных компонентов основную массу составляют оливин, роговая обманка, пироксены, литокласты метаморфических (сланцы, гнейсы, кварциты и т.д.) и трудно определяемых магматических пород самого разного состава. Они составляют в среднем 8%. Среди аксессуарных минералов чаще всего встречаются гранат, апатит, турмалин, берилл (3 – 5%). Также в образцах есть небольшая примесь рудных минералов — пирит, магнетит, галенит, сидерит (не больше 2%). Вниз по разрезу состав образцов меняется достаточно равномерно без видимых зависимостей.

Исходя из географического расположения бассейна р. Уфы и состава геологических объектов, можно выделить несколько групп источников материала и ряд потенциальных питающих провинций:

1. Магматические и плутонические массивы из ультраосновных и основных пород, гранитов, гранитных пегматитов, гранодиоритов, а также кварцевые жилы. К востоку от точки наблюдения расположены породы ордовикского возраста *малоуказарской* свиты. Среди них базальты, трахибазальты, туфы и глинисто–кремнистые сланцы, местами вдоль разрывных нарушений прослеживаются серпентинитовые меланжи, которые дотягиваются до русла реки чуть выше по течению. Достаточно близко к руслу расположены нязепетровский комплекс габбро и монцогаббро и суроямский клинопироксенитовый комплекс. Восточная часть территории бассейна пронизана субвулканическими телами и дайками габбро–долеритов, граносиенитов и жильными телами плагиогранитов.

2. Метаморфические породы — в основном слюдяные сланцы и гнейсы. Материал может приноситься из битимского комплекса гнейсогранитов и из рифейской указарско–кенчурской вулкано–плутонической ассоциации, *указарской* свиты, *куртинской* свиты. Эти области расположены к востоку и северо–востоку от точки наблюдения.

3. Высокозрелые осадочные породы. В 5 км выше по течению от точки наблюдения долина реки пререзает силурийские породы *кубинской* и *воронинской* свит, представленные известняками, песчаниками и алевролитами. Максимально близко к точке наблюдения находятся породы карбонового возраста *ураимской* свиты и окского надгоризонта, для которых характерны так же известняки, песчаники и гравелиты.

4. Бассейн р. Уфа находится не только на территории исследуемого листа, поэтому не исключено, что некоторая часть источников будет находиться за его пределами.

При расчете гидродинамических параметров были рассчитаны средние скорости потока для всех комплексов. Отдельно для нижнего комплекса были определены придонные критические скорости начала движения частиц фиксированного размера [1]. Далее были рассчитаны вертикальные скорости турбулентных пульсаций и скорости падения частиц из взвеси [2]. При соблюдении условия для состояния взвеси рассчитанный диаметр частиц, необходимый для начала осаждения, получился больше возможной ширины русла палеоУфы. Очевидное противоречие может быть разрешено двумя способами:

1. Весь материал переносился исключительно сальтацией и волочением, что маловероятно для наиболее мелкой фракции;

2. Для анализируемых отложений не выполнялось граничное условие: не существовал стабильный турбулентный речной поток, а формирование слоя происходило в иных условиях. В этом случае можно предполагать, что это был кратковременный (но, возможно, неоднократный) привнос большого объема обломочного материала водным потоком с высокой скоростью. Если предположить, что транспорт происходил хотя бы частично во взвешенном состоянии, скорость можно примерно оценить как близкую к расчетной скорости турбулентности.

Для достоверного определения возраста каждой пачки Лаптевой Е. Г. (ИЭРиЖ УрО РАН) был проведен спорово–пыльцевой анализ. На момент написания работы результат был получен только для нижних частей разреза. Опираясь на предварительные результаты анализа и их сравнение с данными из литературных источников, можно датировать самую нижнюю пачку поздним неоплейстоценом и оставшуюся верхнюю часть разреза с большой вероятностью — голоценом.

Правый борт долины р. Уфа в 15 км к западу от г. Нязепетровск

Возраст	Пачка	Литология	Профиль в рельефе	Мощность см
Голоцен	1	Синтектический песок	Профиль в рельефе	36
	2	Синтектический песок		27
	3	Синтектический песок		25
	4	Синтектический песок		14
	5	Синтектический песок		5
	6	Синтектический песок		9
	7	Синтектический песок		6
	8	Синтектический песок		5
	9	Синтектический песок		15
	10	Синтектический песок		10
	11	Синтектический песок		36
Плейстоцен Верхний	12	Синтектический песок	>42	

Распределение размерных фракций по результатам гранулометрического анализа

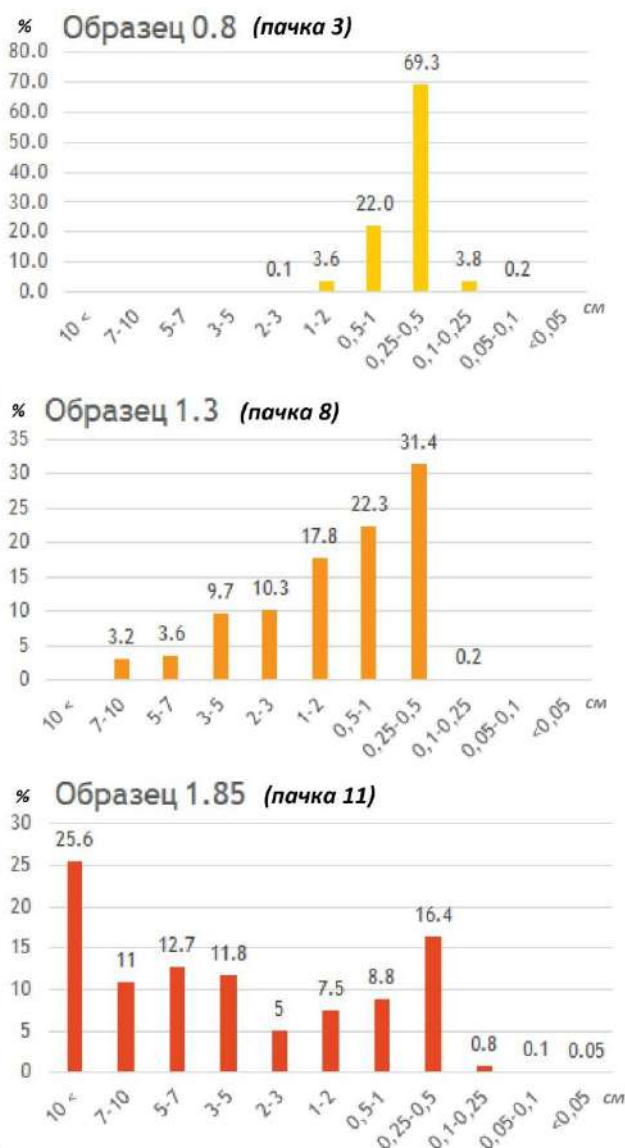


Рис. 2. Схематическое изображение разреза позднеплейстоцен – голоценовых аллювиальных отложений и последующее описание опорного разреза аллювия высокой поймы р. Уфа к северо-западу от г. Нязепетровск (слева); наиболее показательные гистограммы с результатами гранулометрического анализа (справа).

По результатам данной работы можно сделать следующие выводы:

Основные источники сноса материала расположены в восточной и центральной частях листа. На протяжении позднего неоплейстоцена и голоцена они оставались постоянными, при этом изменялось только соотношение минеральных компонентов.

Комплексный анализ литологических особенностей нижней части разреза и расчет гидродинамических параметров подтвердили невозможность формирования пачек нижнего комплекса в условиях стабильного турбулентного руслового потока. Скорее всего, они образовались в результате кратковременного резкого увеличения скорости течения с последующим быстрым ее падением — фации конусов прорыва.

Вверх по разрезу наблюдается тенденция на уменьшение скорости течения совместно с переходом отложений от более грубых галечников к мелким пескам и суглинкам.

Самая нижняя пачка возможно датируется поздним неоплейстоценом и оставшаяся верхняя часть — голоценом.

Список литературы

1. Гончаров В.Н. Динамика русловых потоков. Л.: Гидрометеоздат, 1962. – 374 с.
2. Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К. Речной сток на Восточно-Европейской равнине за последние 20 тысяч лет и проблема изменения уровней южных морей // Вопросы географии, 2018. № 145. С. 144–168.
3. Folk R.L. A review of grain-size parameters. *Sedimentology* 6:7393, 1966
4. Fournier J., Bonnot-Courtois C., Paris R., Voltaire O., Le Vot M. Analyses granulométriques, principes et méthodes 99, CNRS, Dinard, 2012 The problem of mantled gneiss domes // *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1949. V. 104. № 416. Pt. 4.

ЛИТОЛОГИЯ ФЁДОРОВСКИХ РАЗРЕЗОВ КАЗАНСКОГО ЯРУСА ПЕРМСКОЙ СИСТЕМЫ В ЮЖНОМ ПРЕДУРАЛЬЕ

И.Р. Рахимов

Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа

rigel92@mail.ru

Изученные разрезы расположены на восточной окраине Восточно-Европейской платформы. В структурно-тектоническом плане район относится к Южно-Татарскому своду. Широкое развитие здесь получили карбонатно-терригенные отложения белебеевской свиты казанского яруса (P₂kz bl) [3], среди которых наиболее распространены песчаники. Обследованная местность представляет собой холмистую равнину, расчленённую узкими долинами мелких рек и ручьёв, вершины холмов выровнены. Наиболее крупные реки и ручьи имеют субширотное направление. Общим для них является асимметричное строение долин с крутым левым (северным) склоном-берегом и пологим правым (южным). Мощность отложений казанского яруса в рассматриваемом районе достигает 50–100 м [Синицын, Синицына, 1965ф].

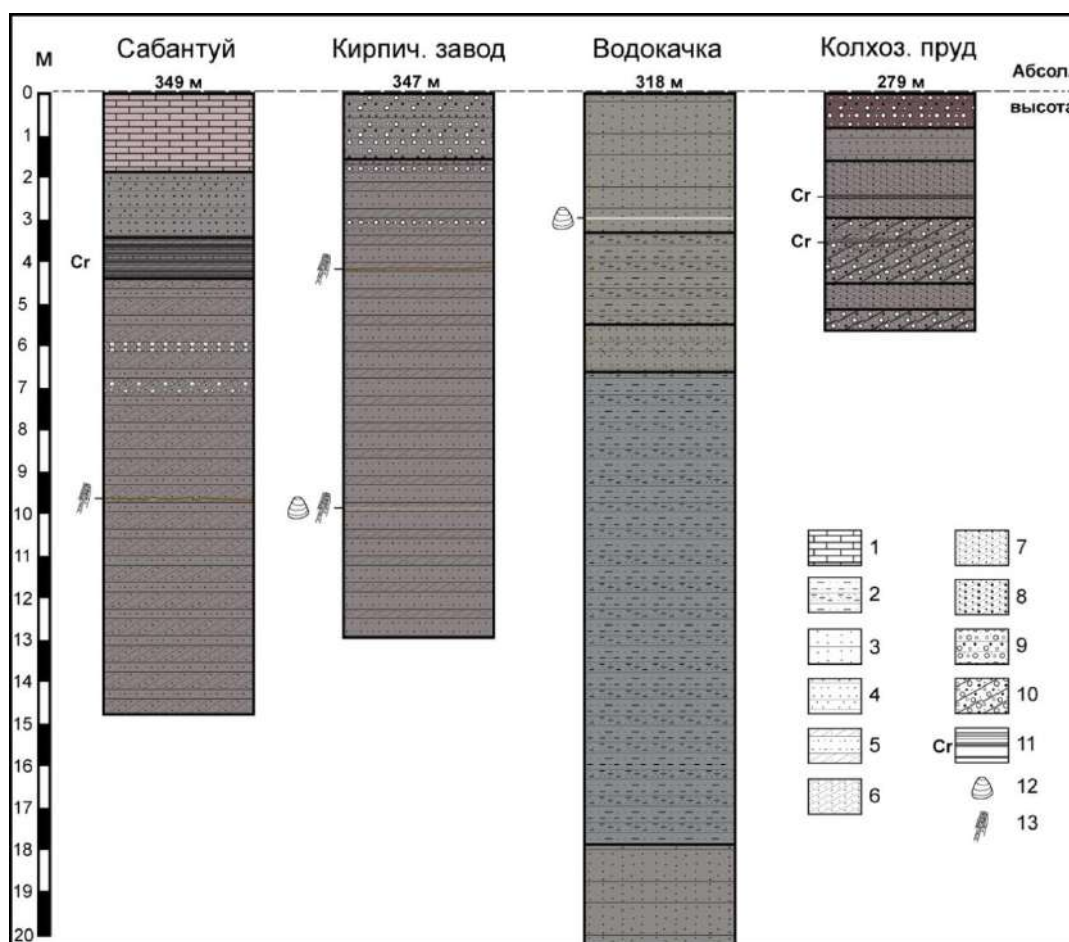


Рис. Литология Фёдоровских разрезов казанского яруса.

Условные обозначения: 1 – известняки, 2 – алевропесчаники и алевролиты, 3 – горизонтальнослоистые тонкозернистые песчаники, 4 – горизонтальнослоистые мелкозернистые песчаники, 5 – горизонтальнослоистые песчаники в переслаивании с косослоистыми, 6 – косослоистые мелкозернистые песчаники, 7 – косослоистые среднезернистые песчаники, 8 – косослоистые крупнозернистые песчаники, 9 – горизонтальнослоистые гравийно-галечники и конгломераты, 10 – косослоистые гравийно-галечники, 11 – прослойки хромитовых песчаников, 12 – находки брахиопод, 13 – растительный детрит.

Известно, что отложения казанского яруса в Предуралье вмещают многочисленные мелкие месторождения и рудопроявления медистых песчаников [5]. Кроме того, в разрезе казанского яруса близ с. Фёдоровка республики Башкортостан, в 200 км к юг-юго-западу от г. Уфа, И.Р. Рахимовым впервые была обнаружена хромитовая палеороссыпь, названная Сабантуйским хромитовым рудопроявлением [4]. Содержание рудной фракции в песчаниках этого проявления достигает 70 % (остальное – карбонатный цемент), а концентрация Cr_2O_3 – до 15–17 мас. % в сплошных слоях хромитовых песчаников, толщина которых варьирует от 1 до 130 мм. Мощность рудного горизонта на Сабантуйском проявлении, содержащего прослой хромитовых песчаников достигает 1 м.

Сабантуйская палеороссыпь залегает в 1.5–2 м от поверхности в виде субгоризонтальной залежи. Размеры залежи оценивались по натурным наблюдениям, по наличию глыбовых обломков хромитовых песчаников на дне ручья и примыкающих оврагов, с помощью разведочного шурфа и зачисток на склоне: длина 300–350 м, ширина 50–100 м, мощность 0.9–1 м. Предполагается, что в северном направлении, где материнские породы не обнажены, залежь продолжается, но уменьшается в мощности. В среднем длина залежи была принята за 330 м, ширина – 50 м, мощность – 0.95 м. Небольшая ширина залежи обусловлена, во-первых, недостаточными данными, и во-вторых, размывом части хромитовой залежи водами руч. Мал. Беркутла и выкопкой котлована под Садовский пруд в 1980-х гг., что также привело к частичному разрушению залежи.

В окрестностях с. Фёдоровка породы белебеевской свиты обнажаются по берегам р. Беркутла, впадающих в неё ручьёв, а также оврагов. Стоит отметить, что здесь преобладают два направления простирания долин ручьёв и оврагов – 103–112° (рр. Беркутла, Мал. Беркутла) и 36–54° (многочисленные безымянные ручьи и овраги). Известно, что гидросеть трассирует положение разломов в коре на земной поверхности. Простирание трещин в толщах пород в наблюдаемых разрезах в целом совпадает с этой системой направлений, что свидетельствует о едином тектоническом этапе их возникновения, скорее всего – неоген-четвертичного возраста. Абсолютные отметки высот кровельных частей разрезов варьируют от 279 до 349 м, при этом гипсометрическое положение наиболее схожих по литологии разрезов – «Кирпичный завод» и «Колхозный пруд» (рис.) – различается на 68 м.

Детальные литологические исследования отложений казанского яруса в окрестностях с. Фёдоровка проводились в четырёх разрезах общей мощностью 50.6 м. Три из них представляют собой естественные или полуискусственные обнажения по берегам ручьёв (разрезы близ Садовского пруда, бывшего Кирпичного завода, Центральной водокачки), и один – стенку карьера по добыче песчано-гравийного материала (близ Колхозного пруда). Ниже приведена литологическая характеристика (сверху вниз) каждого из этих разрезов (рис.).

1. Разрез на левом берегу руч. Мал. Беркутла (координаты: 53°11.306' С, 55°10.610 В), близ Садовского пруда, упрощённо – разрез «Сабантуй», общая мощность 14.3 м:

- 1) почвенно-растительный слой, 0.2 м;
- 2) кора выветривания по известнякам, 0.3–0.4 м;
- 3) известняки мергелистые коричнево-молочного цвета, трещиноватые с плитчатой отдельностью, 1.8–3 м (толща увеличивается к северу);
- 4) субгоризонтальнослоистые средне- и мелкозернистые песчаники серого цвета, трещиноватые с глыбовой отдельностью, с содержанием рудной фракции до 7 %, к востоку сменяются коричнево-серыми гравийно-галечниками, 1.5 м;
- 5) субгоризонтальнослоистые с элементами косоволнистой слоистости мелкозернистые хромитовые песчаники тёмно-серого цвета, переслаивающиеся с желтовато-серыми песчаниками, 0.9–1 м;

б) субгоризонтальнослоистые и косослоистые песчаники серого и коричнево-серого цвета с прослоями гравийно-галечников (<10 см), в средней части в косослоистых песчаниках обнаружен палеопочвенный горизонт, представленный рыхлым бурым жирным на ощупь материалом толщиной до 2 см, мощность толщи не менее 10 м.

II. Разрез на левом берегу р. Беркутла близ бывшего Кирпичного завода (координаты: 53°11.069' С, 55°9.294 В), общая мощность 12.7 м:

- 1) почвенно-растительный слой, 0.2 м;
- 2) кора выветривания по песчаникам, 0.1–0.2 м;

3) субгоризонтальнослоистые серые гравелиты с окремнённым песчаным цементом, переходящие в конгломераты со слабым цементом из коричнево-серого среднезернистого песчаника, с прослоями мелкозернистых песчаников (до 10 см) 1.5 м;

4) субгоризонтальнослоистые и косослоистые песчаники, переходные от крупнозернистых к мелкозернистым, слабосцементированные и прочные с глыбовой отдельностью, с прослоями гравийно-галечников (от 10 до 100 см мощностью), в нижней части обнаружен горизонт растительного детрита с ожелезнёнными фрагментами и отпечатками стеблей и листьев растений, а также фрагментами раковин моллюсков (брахиопод?), мощность толщи 11 м.

III. Разрез на левом берегу р. Беркутла близ Центральной Водокачки (координаты: 53°10.791' С, 55°10.378 В), общая мощность 20.1 м:

- 1) почвенно-растительный слой, 0.3–0.4 м;
- 2) кора выветривания по песчаникам, 0.4 м;

3) горизонтальнослоистые тонкозернистые песчаники желтовато-серого цвета с бурыми и тёмно-бурыми пятнами и полосами, трещиноватые с глыбовой и шаровой отдельностью, с маломощными (до 5 см) прослоями голубовато-серых алевролитов, в нижней части обнаружен брахиоподовый горизонт, 3.2 м;

4) горизонтальнослоистые мелкотрещиноватые алевролиты и алевропесчаники коричневатого-серого цвета с рыжеватобурыми пятнами и полосами, 2.1 м;

5) горизонтальнослоистые средне-мелкозернистые песчаники насыщенно-серого и желтовато-серого цвета, богатые ракушняковым детритом, с прослоем (7 см) алевролитов, 0.9 м;

6) горизонтальнослоистые мелкотрещиноватые алевропесчаники и алевролиты серого цвета, 10.5 м;

7) горизонтальнослоистые мелкозернистые песчаники синевато-серого цвета, трещиноватые с глыбово-плитчатой отдельностью, 2.5 м.

IV. Разрез в стенке карьера близ Колхозного пруда (координаты: 53°10.791' С, 55°10.378 В), общая мощность 5.5 м:

- 1) почвенно-растительный слой, 0.3 м;

2) кора выветривания по песчаникам с гравием и галькой красно-коричневого цвета, 0.4 м;

3) субгоризонтальнослоистые среднезернистые песчаники серого цвета, трещиноватые с плитчатой отдельностью, с 13-см прослоем гравийно-галечника, 0.75 м;

4) косослоистые среднезернистые песчаники с галькой и гравием, с многочисленными тонкими прослоями гравийно-галечников, в восточной части разреза в них обнаружены многочисленные прослойки хромитовых песчаников толщиной 1–2 мм, мощность хромитоносного горизонта до 15 см, 1.3 м;

5) косослоистые слабосцементированные песчаные гравийно-галечники коричнево-серого цвета с рыжими пятнами и полосами, с линзовидными прослоями (толщиной от 13 до 21 см) среднезернистых песчаников с включениями бордовых глин, во втором (сверху) прослое песчаников обнаружены многочисленные прослойки (до 12 шт. толщиной 1–3 мм, мощность хромитоносного горизонта до 10 см) хромитовых песчаников, мощность толщи 1.2–1.5 м;

6) наклонно залегающие среднезернистые песчаники коричневатого-серого цвета, варьирующей мощности от 15 до 60 см, с восточным падением;

- 7) косослоистые гравийно-галечники коричневатого-серого цвета, не менее 0.5 м.

В разрезе, в особенности в толще (4), хорошо различается непараллельно-срезанный тип взаимоотношений косослоистых серий. Углы наклона косослоистых серий достигают

30°, но чаще не превышают 15°. Обломки галечной и гравийной размерности представлены в основном кремнями и кварцитами и обычно хорошо окатаны.

Изученные разрезы сложены, главным образом, терригенными отложениями, размерность которых варьирует от алевролитов до галечников. Столь пёстрый гранулометрический состав связан с изменением динамики среды осадконакопления. Характерной особенностью отложений является присутствие косослоистых серий песчаного и гравийно-галечного материала, накопление которого несомненно связано с водными обстановками [2]. Наличие растительного детрита и раковин брахиопод свидетельствуют о том, что в формировании изученных пород участвовали процессы как континентального, так и морского осадконакопления. Наличие палеопочвенных горизонтов и растительного детрита в косослоистых песчаниках являются надёжным признаком принадлежности отложений к русловой (аллювиальной) фации [1]. Дополнительным критерием принадлежности пород к аллювиальным отложениям является характер косой слоистости – а именно, наличие мелкомасштабных однонаправленных косых серий с достаточно крутыми углами наклона (до 30°), а также непостоянная мощность отложений одного гранулометрического семейства. Такие отложения представлены в разрезах «Сабантуй», «Кирпичный завод» и «Колхозный пруд». Горизонтальнослоистые тонкообломочные породы, развитые в разрезе близ Центральной водокачки, формировались уже в морской обстановке, вероятно в сублиторальной области. Учитывая то, что на Сабантуйском разрезе в кровле разреза развиты породы морского происхождения (известняки), хромитоносные терригенные отложения были сформированы при отступлении моря, т.е. в стадию регрессии.

Наиболее перспективной в отношении хромитового оруденения является Сабантуйская палеороссыпь, представленная достаточно выдержанной протяжённой залежью. Перспективы хромитоносности отложений в районе Колхозного пруда ограничены. Для установления более точных геометрических параметров Сабантуйской залежи необходимо бурение скважин, в особенности в северной части. Согласно установленным на сегодняшний день размерам залежи при принятой длине 330 м, ширине 50 м и средней мощности 0.95 м, были рассчитаны минимальные прогнозные ресурсы (по категории P_2) хромитовых руд со средним содержанием Cr_2O_3 в них 11 мас. % при плотности руды 3–3.5 г/см³, в среднем 3.2 г/см³: $330 \times 50 \times 0.95 = 15675 \text{ м}^3 = 50160 \text{ т}$.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Президента РФ № МК-857.2021.1.5 и Госзадания ИГ УФИЦ РАН, № темы 0246-2019-0080.

Список литературы

1. Ботвинкина Л.Н. Слоистость осадочных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 542 с.
2. Ежова А.В. Литология. Учебник. Томск: Изд-во ТПУ, 2009. 336 с.
3. Князев Ю.Г., Князева О.Ю., Сначёв В.И., Жданов А.В., Каримов Т.Р., Айдаров Е.М., Масагутов Р.Х., Арсланова Е.Р. Государственная геологическая карта российской Федерации масштаба 1:1000000 (третье поколение). Уральская серия. Лист N-40-Уфа / Спб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 512 с.
4. Рахимов И. Р., Савельев Д. Е., Холоднов В. В., Замятин Д. А. Уникальная Сабантуйская хромитовая палеороссыпь в осадочном чехле Восточно-Европейской платформы // Геология рудных месторождений. 2020. Т. 62. № 6. С. 568–573.
5. Салихов Д.Н., Масленников В.В., Серавкин И.Б., Беликова Г.И., Галиуллин Б.Г., Никонов В.Н. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (руды меди, цинка, свинца). Уфа: Гилем, 2010. 376 с.

ВЛИЯНИЕ ВТОРИЧНЫХ ПРОЦЕССОВ НА ПУСТОТНОЕ ПРОСТРАНСТВО КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАШКИРСКОГО ЯРУСА ПЛАТФОРМЕННОГО БАШКОРТОСТАНА

М.А. Смакова

ООО «РН-БашНИПИнефть», Уфа

e-mail: SmakovaMA@bnipi.rosneft.ru

В башкирское время платформенная часть РБ представляла собой шельфовую зону эпиконтинентального моря, что обуславливало накопление карбонатных осадков, содержащих малое количество терригенной примеси [4]. На юго-востоке Башкортостана преобладала глубоководная часть шельфа, где формировались темно-серые, микрокристаллические, биокластовые известняки со структурами мадстоун и вакстоун. Западная и северная части республики находились в условиях мелководного шельфа с частыми эвстатическими колебаниями уровня моря [1]. Наиболее полные разрезы башкирских отложений охарактеризованы керновым материалом, полученным на месторождениях Южно-Татарского свода и северной части РБ (Башкирский свод, Юрюзано-Сылвенская депрессия).

Наилучшими коллекторскими свойствами в башкирских отложениях обладают карбонатные породы преимущественно северной части РБ. Нефтенасыщенные разности представлены известняками пелоидно-биокластовыми, биокластовыми, участками литокластово-биокластовыми со структурой грейнстоун, пакстоун-грейнстоун, пакстоун, пористыми, кавернозно-пористыми. Плотные разности с низкими значениями пористости и проницаемости в разрезе представлены известняками микробиально-водорослевыми со структурой баундстоун и известняками микрокристаллическими с редкими биокластами со структурой мадстоун, вакстоун. Перекрывающими отложениями (покрышками) являются мергели, аргиллиты и глинистые известняки верейского горизонта.

Породы башкирского яруса на Южно-Татарском своде представлены плотными, пелоидно-биокластовыми, биокластово-пелоидными и биокластовыми известняками со структурой вакстоун, пакстоун и грейнстоун, микробиально-водорослевыми известняками со структурой баундстоун. Также здесь встречены плотные, брекчированные породы, сцементированные преимущественно глинистыми и плотными известняками со структурой пакстоун, схожие с нефтенасыщенными брекчиями в башкирских отложениях Башкирского свода, где цементирующий материал представлен известняками биокластовыми со структурой грейнстоун, пористыми. Данные брекчии характеризуют супралиторальные условия образования. На территории Южно-Татарского свода башкирские отложения перекрываются породами верейского горизонта, представленными известняками пористыми, биокластовыми со структурой грейнстоун, неравномерно доломитизированными, которые здесь не являются покрышкой.

Таким образом, литологическое изучение пород башкирского яруса на Южно-Татарском и Башкирском сводах показало, что на данных территориях развиты известняки с одинаковыми структурами, но с различными коллекторскими свойствами.

Одной из важнейших характеристик при исследовании коллекторов является их пустотное пространство. Наиболее распространенные породы-коллекторы башкирского яруса обладают первичной пористостью и представлены известняками со структурой грейнстоун с крустификационным цементом. К породам, не обладающим первичной пористостью в башкирских отложениях, относятся известняки со структурами мадстоун и вакстоун, уплотненные непористые известняки со структурой пакстоун, а также микробиально-водорослевые известняки.

Петрографическое изучение и результаты определения фильтрационно-емкостных свойств пород показали, что большое значение в формировании порового пространства в отложениях башкирского яруса играют вторичные преобразования, такие как

перекристаллизация (в большей степени цемента), сульфатизация, выщелачивание с образованием пор и каверн, а также трещино- и стилолитобразование.

Перекристаллизация является широко распространенным процессом в карбонатных породах башкирского яруса и проявлена во всех разностях известняков. Перекристаллизация проходит преимущественно по цементу с частичным и полным заполнением первичных межформенных пустот кристаллическим кальцитом. В известняках со структурой грейнстоун процессы перекристаллизации развиты неравномерно. В отложениях северной части РБ в зонах развития коллекторов отмечается раннедиагенетическая кальцитизация с образованием крустификационного кальцитового цемента (рис. 1а) в виде тонких корочек, нарастающих на карбонатные зерна [3]. В таких породах наблюдается сохранение первичного порового пространства с частичным ухудшением ФЕС. В отложениях же Южно-Татарского свода вследствие перекристаллизации пустоты полностью, редко частично выполнены кальцитом (рис. 1б), что отрицательно влияет на ФЕС пород. Пористость для перекристаллизованных пород со структурой грейнстоун Южно-Татарского свода изменяется в пределах 1,3-11,5 %, при вариации проницаемости от менее 0,1 до 0,8 мД, при этом в породах северной части РБ с незначительным количеством крустификационного цемента пористость достигает 22,1 % при проницаемости 2668 мД (максимальные значения проницаемости характерны для пород, в которых поры и каверны соединены каналами).

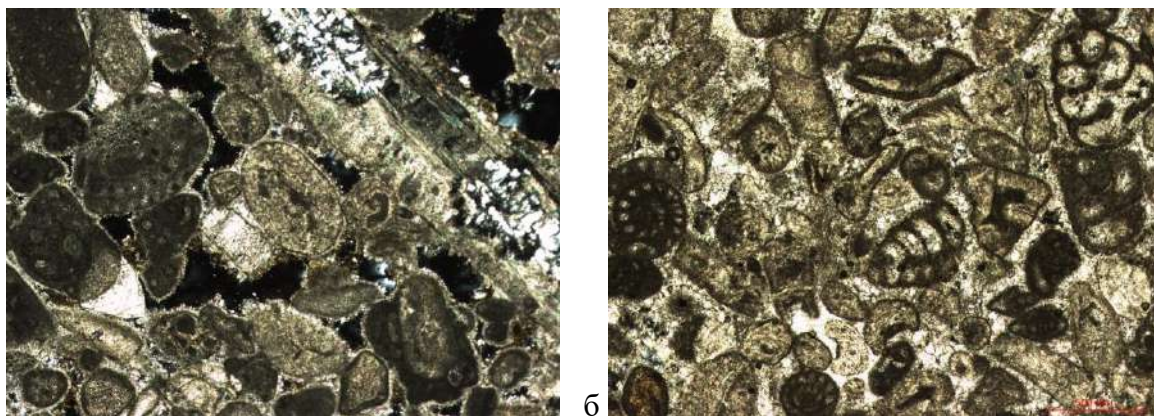


Рис. 1: а – известняк фораминиферовый со структурой грейнстоун с крустификационным цементом. Югомашевское м-е, гл. 1202,0 м. Фото шлифа с анализатором, увеличение 40х; б – известняк биокластовый со структурой грейнстоун с базально-поровым цементом. Восточно-Икский ЛУ, гл. 885,4 м. Фото шлифа с анализатором, увеличение 40х.

Сульфатизация развита преимущественно в доломитизированных известняках в виде желваковых, гнездовидных включений неправильной формы, прожилков, а также в заполнении палеопустот, образованных при выходе пород на субэзральную поверхность. В шлифах сульфатизация отмечается в виде призматических и игольчатых кристаллов ангидрита и гипса в межформенных и межкристаллических пустотах, реже развита по биокластам. Также сульфатом выполнены фенестры в микробиально-водорослевых и автомикритовых разностях известняков. Процесс сульфатизации отрицательно сказывается на ФЕС пород, так как связан с вторичным заполнением пустот. Пористость в данных породах варьирует от 1 до 12,3%, при изменении проницаемости от менее 0,1 до 0,85 мД.

Выщелачивание. Северная часть Башкортостана в башкирское время подвергалась восходящим тектоническим движениям, что обусловило установление приповерхностных условий, с которыми связаны процессы выщелачивания. Процессы выщелачивания развиты по цементу с образованием межкристаллических и межформенных пор, каверн и узких каналов, связывающих пустоты (рис. 2), а также по биокластам, образуя внутриформенные и внутрискелетные преимущественно изолированные пустоты. Так, например, в отложениях северной части РБ пористость по известнякам со структурой пакстоун и вакстоун в

результате выщелачивания достигает 13,9 % при проницаемости до 145,47 мД. Кроме того, процессы выщелачивания проходят и в плотных, перекристаллизованных породах, существенно повышая их ФЕС. Пористость в таких породах изменяется от 1,3 до 11,5 %, проницаемость – от 0,1 до 26,47 мД.

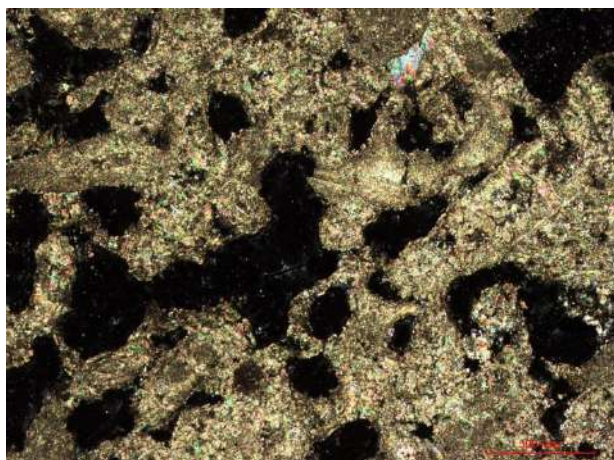


Рис. 2. Известняк биокластовый со структурой грейнстоун, с равномерно развитыми межзерновыми и внутризерновыми порами и кавернами. Метелинское м-е, гл. 1520,1 м. Фото шлифа с анализатором, увеличение 40х.

Трещины и стилолиты. Значительное влияние на коллекторские свойства карбонатных пород башкирского яруса оказывают трещины. Процессы трещинообразования развиты преимущественно в восточной, реже северной и западной частях платформенного Башкортостана. В керне изученных скважин наблюдаются серии взаимно параллельных, субвертикальных трещин, вероятно, тектонической природы [2]. Также отмечаются трещины, развитые вдоль стилолитов и согласные со слоистостью, участками соединенные субвертикальными, мелкими трещинками, открытыми и заполненными битумом. Кроме трещин в породах присутствуют зубчатые, зубчато-бугорчатые и реже столбчатые стилолиты и микростилолиты, выполненные глинистым, глинисто-органическим, органическим материалом, иногда битумом, амплитудой от первых мм до 1 см. Вдоль таких структур компакций местами развиты тонкие, открытые трещинки, шириной первые мм, редко с выпотами нефти. Трещины и стилолиты играют роль фильтрационных каналов, что соответственно повышает проницаемость пород.

Изучение известняков башкирского яруса выявило довольно широкое проявление процессов доломитизации в западной, реже северной части РБ. Однако, дать однозначную оценку данному процессу, как фактору влияющему на пустотное пространство пород, сложно. В доломитизированных известняках можно наблюдать как полное или частичное заполнение пустотного пространства доломитом, так и образование вторичных межкристаллических пустот.

Детальное изучение кернового материала и петрографических шлифов карбонатных отложений башкирского яруса месторождений Южно-Татарского и Башкирского сводов показало широкое развитие вторичных процессов, влияющих на коллекторские свойства пород. Образование вторичного пустотного пространства и увеличение проницаемости пород связано преимущественно с процессами выщелачивания, трещино- и стилолитобразования. К процессам, отрицательно влияющим на формирование коллекторских свойств, следует отнести перекристаллизацию и сульфатизацию.

В разрезе изученных скважин можно наблюдать развитие всех рассмотренных вторичных изменений, отличающихся разной степенью интенсивности воздействия на породы и их коллекторские свойства. В месторождениях северной части РБ (Югомашевское, Татышлинское, Метелинское) в башкирских отложениях пористые и кавернозно-пористые известняки являются коллекторами, в то время как в западной части РБ в таких же

известняках более плотных за счет перекристаллизации и сульфатизации нефтенасыщение отсутствует. Однако в изученных отложениях на коллекторские свойства пород повлияли не только вторичные процессы, но и наличие глинисто-карбонатной пачки в подошве верейского горизонта, которое отсутствует в западной части РБ, а также региональные структурные и тектонические особенности территории.

Список литературы

1. Виссарионова А.Я., Надеждин А.Д. и др. Стратиграфия, литология и фации палеозойских отложений Башкирии в связи с перспективами их нефтегазоносности. Уфа, 1969. 111 с.
2. Егорова Н.П., Масагутов Р.Х., Лозин Е.В. Строение и эволюция осадочного чехла платформенной Башкирии в связи с закономерностью размещения залежей нефти и газа. Уфа: БашНИПИнефть, 1989. 102 с.
3. Привалова О.Р., Бурикова Т.В., Душин А.С. и др. Создание альбома петрофизической информации терригенных и карбонатных отложений Республики Башкортостан. Уфа, ООО «РН-БашНИПИнефть», 2018 г. Кн. 2. 66 с.
4. Сюдюков А.З. Литология, фации и нефтегазоносность карбонатных отложений Западной Башкирии. М.: Наука, 1975 г. 176 с.

КУККАРАУКСКАЯ И САЛИХОВСКАЯ СВИТЫ – МАРКИРУЮЩИЕ ТОЛЩИ ВЕНДА ЮЖНОГО УРАЛА И СОПРЕДЕЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛИТЫ

С.А. Солодова

Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа

e-mail: Solodova.IG@yandex.ru

Введение

Маркирующие толщи выделяют по литолого-стратиграфическим, минералогическим, геохронологическим и другим признакам для корреляции разобщенных разрезов. Для венда Южного Урала надежным маркером толщ признана куккараукская свита, её возрастной аналог на сопредельной части Русской плиты – отложения салиховской свиты.

Целью данной работы является на основе литологических и минералогических исследований маркирующих толщ – куккараукской и салиховской свит – выявить характер изменения литологического и минералогического состава осадков, обусловленный возможной сменой источников сноса терригенного материала в пределах складчатого Урала, Предуральского краевого прогиба и сопредельной части востока Русской плиты.

Объектами исследования послужили отложения куккараукской свиты в разрезе по р. Мендым и салиховской свиты, вскрытые глубокими скважинами Красноусольская в Предуральском прогибе и 4 Аслыкульская в Центральной зоне Камско-Бельского авлакогена (рис. 1).

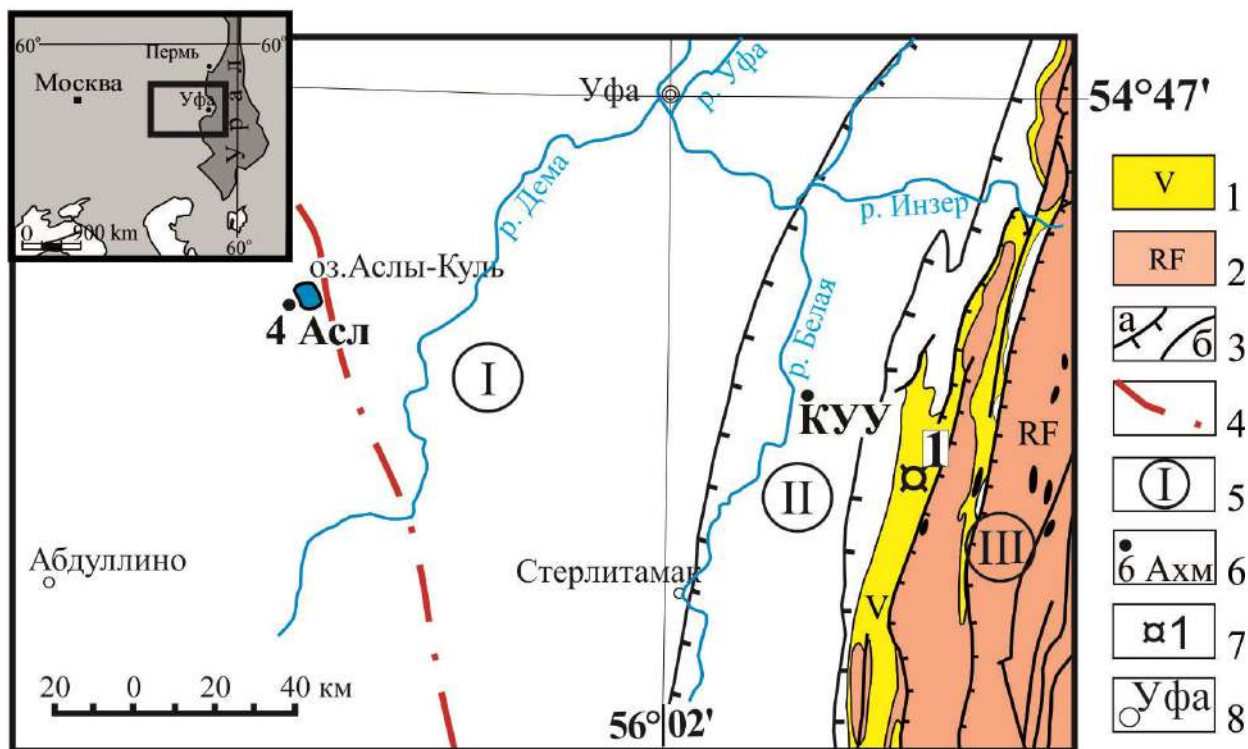


Рис. 1. Обзорная карта Волго-Уральской области и Южного Урала с упрощениями: 1 — отложения венда и 2 — рифея; 3 — границы тектонические (а) и стратиграфические (б); 4 — разломы; 5 — основные структурно-тектонические подразделения: I — Камско-Бельский авлакоген; II — Предуральский крайовой прогиб; III — складчатый Урал; 6 — местоположение скважин; 6 — расположение разрезов (1 — по р. Мендым); 8 — населенные пункты.

Развитие вендских надрифтовых бассейнов было прервано коллизийными процессами и образованием складчатой области тиманид в позднем венде, что привело к структурной перестройке [3] и, соответственно, к смене характера и состава источников сноса [7].

Литоологическая характеристика маркирующих толщ

Куккараукская свита впервые была выделена Олли А.И. в 1940 г. по руч. Кукраук на Южном Урале в пределах западного крыла Алатауского антиклинория, где отложения протягиваются узкой или прерывистой неравномерной полосой [1]. Мощность свиты крайне изменчива, что связано, по мнению исследователей, с присутствием в разрезе конгломератов, имеющих переменную мощность. В рамках данной работы рассмотрен разрез по р. Мендым (рис. 2) [5].

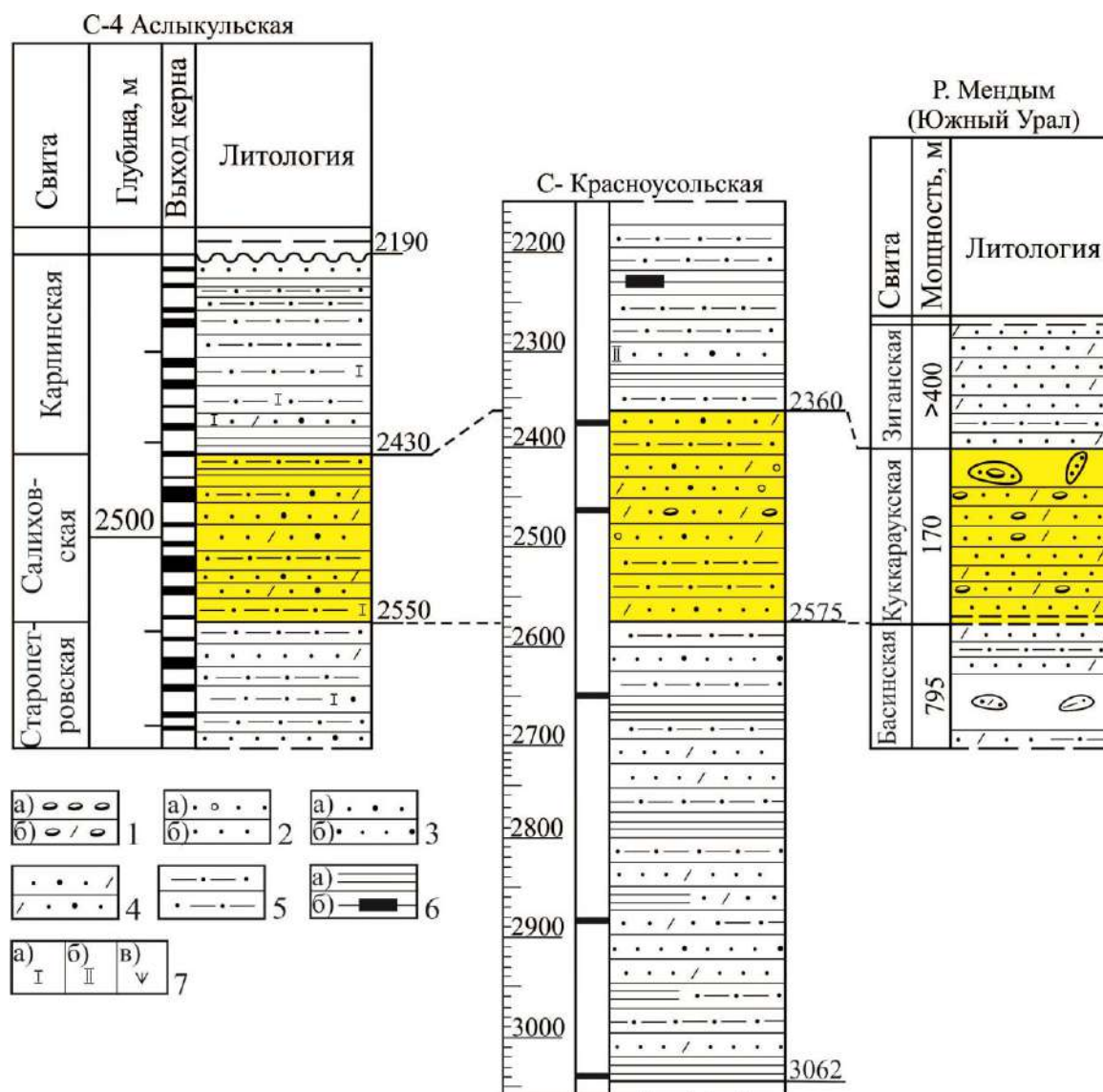


Рис. 2. Сопоставление разрезов салиховской свиты, вскрытых скважинами 4 Аслыкульская и Красноусольская Волго-Уральской области и опорного разреза куккараукской свиты венда по р. Мендым на Южном Урале.

Легенда: 1 — конгломераты (а) и тиллиты (б); 2 — гравелиты (а) и песчаники кварцевые (б); 3-4 — песчаники: 3 — полевошпат-кварцевые, аркозовые; 4 — полимиктовые; 5 — алевролиты; 6 — аргиллиты глинистые (а) и углеродистые (б); 7 — характеристика породы: кальцитизация (а), доломитизация (б) и глауконит (в).

Куккараукская свита сложена сверху и внизу песчаниками полимиктовыми, разнозернистыми, с прослоями гравелитов. Слоистость слабовыражена и обусловлена чередованием прослоев с разной размерностью зерен. Иногда в песчаниках видна косая слоистость. Средняя часть представлена разногалечными полимиктовыми конгломератами. Галька хорошо окатанная, эллипсоидальной, реже неправильной формы, представлена кварцем и кварцевыми песчаниками, кварцито-песчаниками, кварцитами, кварцевыми сиенитами, плагиогранитами, гранит-порфирами и крупнокристаллическими гранитами, в ряде мест известны гальки красных яшмоподобных кремней. Мощность разреза 170 м.

Салиховская свита (восток Русской плиты) выделена К.Р. Тимергазиным в 1953 г. со стратотипом в скважине 51 Салиховская в интервале глубин 2955-3036 м, где она представлена песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов. По положению в разрезе венда и составу пород салиховскую свиту сопоставляют с куккараукской свитой уральского разреза. В рамках данной работы рассмотрены отложения салиховской свиты, вскрытые в пределах Предуральского краевого прогиба (Красноусольская скважина) и центральной зоны Камско-Бельского авлакогена (4 Аслыкульская скважина).

Скважина Красноусольская расположена к югу от пос. Красноусольский Гафурийского района Республики Башкортостан. В структурном плане занимает место в пределах Бельской впадины Предуральского краевого прогиба (см. рис. 1).

Салиховская свита выделена в интервале глубин 2360–2575 м и сложена песчаниками полимиктовыми, разнозернистыми (от мелко- до крупнозернистых), темно-вишневыми с прослоями желтовато-светло-серых разностей, включающих вишневую окраску, массивными, с глинистыми обломками зеленовато-серого цвета. Единичные прослои (3–4 см) темно-вишневых аргиллитов, содержащих обилие пластинок разного размера и формы.

В песчаниках обособлен прослой (мощностью 1.8 м) конгломератов разногалечных (размер галек от 0.5×0.5 см до 3×5 см) с песчано- гравийным заполнителем желтовато-светло-серого цвета. Сортировка галечного материала слабая, гальки преимущественно окатанные. Состав галек: жильный кварц молочно-белый и розовый, темно-серые кремнистые обломки сургучно-красного яшмоидного облика, кварциты буровато-красные, единичные гальки песчаников аркозовых, разнозернистых. Сгруженность галечного материала различная: в основании и кровле конгломератового слоя количество заполнителя увеличивается, а в средней части – уменьшается. Мощность свиты составляет 215 м. [6].

Скважина 4 Аслыкульская расположена близ оз. Аслыкуль в 110 км западнее г. Уфа. В структурном плане скважина пробурена в центральной зоне Камско-Бельского авлакогена. Отложения салиховской свиты вскрыты в интервале глубин 2430-2550 м, где представлены песчаниками мелко- и среднезернистыми полимиктовыми, иногда с примесью (до 5–15%) алевролитового материала или единичных гравийных зерен кварца и алевролитами розовато-серыми, зеленовато-розовыми или же вишневыми и темно-вишневыми с неравномерными тонкими прослоями темно-вишневых или голубовато-зеленых глинистых пород и глинистых алевролитов. Песчаники и алевролиты имеют разнообразные текстуры – массивные, слоистые и неяснослоистые. Слоистость, обусловленная изменением интенсивности окраски породы и присутствием тонких глинистых прослоев, зачастую параллельная, косая одно- или разнонаправленная, реже перекрестная или линзовидная. Иногда присутствуют включения голубовато-зеленых и вишнево-красных глинистых, железисто-глинистых пород в виде «лепешек», обрывков, окатышей овальной, округлой формы размерностью от 0,1 см до 1–5 см, редко до 10 см и мощностью до 1–2 мм. Мощность свиты 155 м [4].

Минералогические особенности маркирующих горизонтов

При изучении минералогических особенностей терригенных пород куккараукской и салиховской свит использован метод тяжелых фракций (искусственных шлихов) проб-протолочек, результаты количественно-минералогического анализа отражены в таблице.

Среднее содержание (г/т) минералов тяжелой фракции в отложениях салиховской и куккараукской свит

Местоположение проб	Скв. 4 Аслыкульская	Скв. Красноусольская	Разрез по р. Мендым
Количество	9	6	10
Циркон	48	106	24
Апатит	61	26	37
Турмалин	17	420	6
Гр. Слюд	302	523	10
Гр. Пироксена	-	119	+
Ильменит	-	147	848
Магнетит	174	1	+
Ильменито-гематит	-	-	513
Рутил	4	9	55
Лейкоксен	1	219	217
Гр. Амфибола	-	14	+
Гр. Эпидота	1805	49	802
Гр. Граната	748	130	313
Периклаз	-	-	33
Лимонит	685	-	1474
Пирит (марказит)	2	16	+
Гематит (мартит)	2106	1254	1964
Хлорит	+	1	+
Гр. Карбоната	14	6	808

В процессе работы были выделены основные акцессорные минералы – турмалин, циркон, апатит, рутил и гранат, образующие характерные минеральные ассоциации. Руководящие минералы выделены курсивом.

В разрезе по р. Мендым в породах куккараукской свиты основные акцессорные минералы образуют турмалин-циркон-*апатит-рутил-гранатовую* акцессорно-минеральную ассоциацию, в том числе с высокой концентрацией эпидота (802 г\т) и гематита (1964 г\т). Руководящие минералы ассоциации имеют следующие типоморфные особенности:

Гранат представлен полуокатанными зернами неправильной формы и кристаллами ромбододекаэдрического облика, иногда со ступенчатыми гранями, бледно-розовой, иногда с желтоватым и лиловатым оттенками, и розовато-красной окраски. Размеры зерен граната колеблются от 0,1×0,1 до 0,4×0,4 мм.

Рутил представлен полуокатанными обломками удлиненной и уплощенной формы, редко кристаллами и двойниками, преимущественно оранжевой и оранжево-желтой окраски. Размер обломков от 0,07×0,07 мм до 0,2×0,225 мм.

Апатит встречается в виде призматических кристаллов, а также в зернах неправильной формы и хорошо окатанных. Апатит бесцветный прозрачный, иногда с минеральными включениями, с размерами зерен от 0,05×0,05 мм до 0,18×0,3 мм.

Таким образом, в куккараукское время доминирующая роль в питающей провинции принадлежала метаморфическим породам, продукты распада которых (эпидот и гранат) выделяются значительными концентрациями. Также значительное распространение получили породы основного и ультраосновного состава, что отражается по значительному количеству ильменита и магнетита.

Для салиховской свиты, вскрытой Красноусольской скважиной, характерна рутил-апатит-циркон-гранат-турмалиновая ассоциация. Типоморфные особенности руководящих минералов:

Турмалин представлен в виде призматических кристаллов, а также окатанных шаровидных зерен. Цвет от светло-коричневого до почти черного. Размеры зерен колеблются от 0,05x0,05 мм до 0,25x0,3 мм.

Гранат присутствует в виде кристаллов додекаэдра, аналогичных таковым в уральских осадках, а также угловатых обломков неправильной формы, иногда со ступенчатыми поверхностями граней, характерных гранатам из пород восточной окраины платформы. Цвет бледно-розовый. Размер зерен от 0,075x0,1 мм до 0,15x0,225 мм.

Циркон встречен преимущественно в виде хорошо окатанных зерен, реже в призматических кристаллах цирконового облика хорошей сохранности, некоторые со сглаженными ребрами и гранями. Окраска цирконов от бледно-розовой до розовой. Размеры варьируют от 0,05x0,075 мм до 0,15x0,25 мм.

Таким образом, основным минералам тяжелой фракции салиховской свиты, вскрытой в Предуральском краевог прогибе, свойственны как типоморфные признаки уральских осадков, так и платформенных.

Акцессорно-минеральная ассоциация салиховской свиты в скважине 4 Аслыкульская имеет существенно гранатовый состав, а остальные минералы ассоциации играют подчиненную роль. Гранат имеет следующие типоморфные признаки:

Гранат – полуокатанные зерна неправильной формы со ступенчато-черепитчатым рельефом граней, бледно-розовой, розовой с красноватым оттенком окраски. Размеры: 0,075x0,075 мм – 0,1x0,15 мм.

Тяжелая фракция пород салиховской свиты, вскрытой скважиной 4 Аслыкульская, характеризуется наличием значительного количества граната (748 г\т) и эпидота (1805 г\т) – минералов, являющихся продуктами размыва метаморфических пород.

Выводы

- Куккараукская свита венда на Южном Урале – хороший пример маркирующей толщи, благодаря литологическому составу, представленному конгломератами с различными по составу гальками. В сопредельной части востока Русской плиты возрастным аналогом куккараукской свиты считают салиховскую свиту. Во вскрытых ранее скважинах в составе свиты присутствовали песчаники, гравелиты, редко встречались единичные гальки. Поэтому исследователи считали, что Уральский и Волго-Уральский бассейн были изолированы друг от друга. Новая скважина Красноусольская, пробуренная в Предуральском прогибе, вскрыла конгломератовый прослой мощностью около двух метров, по литологическому составу близкий к уральскому возрастному аналогу, что позволяет говорить о наличии переходной зоны, но едином палеобассейне.

- Согласно минералогическим исследованиям отложения салиховской и куккараукской свит в различных тектонических структурах (Урал, Предуральский прогиб, Камско-Бельский авлакоген) имеют различные минералогические комплексы и акцессорно-минеральные ассоциации: турмалин-циркон-апатит-рутил-гранатовую в для куккараукской свиты в разрезе по р. Мендым, для салиховской свиты рутил-апатит-циркон-гранат-турмалиновую в Красноусольской скважине и существенно гранатовую в скважине 4 Аслыкульская. Вариации содержания шлиховых минералов в рассматриваемых отложениях разных разрезов могут быть обусловлены появлением дополнительных источников сноса обломочного материала.

- Типоморфные особенности основного руководящего минерала, граната, в уральских и платформенных разрезах отличаются. Так, для самого западного разреза – скважина 4 Аслыкульская – характерны гранаты со ступенчато-черепитчатым рельефом граней, их источником служат породы кристаллического фундамента, образующие борта Камско-Бельского и Серноводско-Абдулинского авлакогенов ВУО [2]. Куккараукская свита на Урале характеризуется кристаллами граната додекаэдрического облика. В скважине Красноусольская, занимающей срединное положение между платформой и складчатым

Уралом, мы видим гранаты как уральского типа, так и платформенного. Это позволяет сделать вывод, что отложения салиховской свиты в пределах Предуральского прогиба (в современных координатах) сформированы за счет источников питания, расположенных как западнее, так и восточнее палеобассейна.

- Таким образом, новые данные по пробуренной скважине в Предуральском прогибе свидетельствуют о том, что отложения куккараукской и салиховской свит формировались в едином палеобассейне, но в различных фациальных обстановках.

Список литературы

1. Геологическая карта Российской Федерации и сопредельной территории республики Казахстан. М.: 1:1000000 (новая серия). Лист N-40(41) Уфа. Отв. ред. В.И. Козлов. – СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2002.

2. Козлов В.И., Синицына З.А., Кулагина Е.И., Пазухин В.Н., Пучков В.Н., Кочеткова Н.М., Абрамова А.Н., Клименко Т.В., Сергеева Н.Д. Путеводитель геологической экскурсии по разрезам палеозоя и верхнего докембрия западного склона Южного Урала и Приуралья. Уфа, 1995. – 177 с.

3. Пучков В.Н. Уралиды и тиманиды, их структурные связи и место в геологической истории Урало-Монгольского складчатого пояса. Геология и геофизика, № 1-2, 2003, 28-39 с.

4. Сергеева Н. Д., Пучков В. Н., Карасева Т. В. Верхний протерозой (рифей и венд) Волго-Уральской области в параметрических и глубоких скважинах. Уфа: Книга-Принт, 2021. 196 с.

5. Сергеева Н.Д., Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Козлова О.В., Ратов А.А. Ашинская серия венда: орогенный комплекс тиманид на Южном Урале // Геологический вестник. 2019. № 1. С. 3–34. DOI: <http://doi.org/10.31084/2619-0087-2019-1-1>

6. Сергеева Н.Д., Солодова С.А. Литолого-петрографическая характеристика и стратиграфическое расчленение допалеозойских отложений в разрезе скважины 40 Красноустьевская (Предуральский краевой прогиб) // Геологический вестник. 2020. № 3. С. 55–67. DOI: 10.31084/2619-0087/2020-3-4.

7. Willner A.P., Ermolaeva T., Stroink L., Glasmacher U.A., Giese U., Puchkov V.N., Kozlov V.I. and Walter R. Contrasting provenance signals in Riphean and Vendian sandstones in the SW Urals (Russia): constraints for a change from passive to active continental margin conditions in the Neoproterozoic. *Prec. Res.*, Vol. 110 (1-4). 2001. 215-239.

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ МАКАРОВСКОГО ГОРИЗОНТА (ФАМЕНСКИЙ ЯРУС) В СТРАТОТИПИЧЕСКОМ РАЗРЕЗЕ КУК-КАРАУК ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

Р.Ч. Тагариева

Институт геологии, УФИЦ РАН, Уфа

e-mail: trezeda88@mail.ru

На западном склоне Южного Урала макаровский горизонт является самым крупным подразделением фаменского яруса верхнего девона. С 30-х годов XX века он известен как слои с *Cheiloceras*, *Zilimia polonica* и *Cyrtospirifer archiaci* [Марковский, 1936ф, 1937ф, 7]. По конодонтам соответствует интервалу зон *Upper triangularis*, *crepida*, *rhomboidea* и *Lower marginifera* [4, 5, 11, 2, 1, 9].

Известняки с фауной брахиопод *Leiorhynchus polonicus* Gür. (= *Zilimia polonica*), впервые как «макаровские слои» (по с. Макарово) были описаны Б.П. Марковским [1937ф] на р. Сикася, в разрезе Кук-Караук, который считается стратотипическим [10]. Здесь горизонт представлен морскими отложениями. Это светло-серые, розовато-серые, средне- и тонкослоистые, слабо доломитизированные органогенно-полидетритовые известняки мощностью 2,3 м. Они характеризуются богатым комплексом бентосных организмов, сложенных главным образом остатками брахиопод, иглокожих (членики криноидей и обломки морских ежей), остракод, водорослей, мшанок и конодонтами [Марковский, 1936ф; 1937ф, 7, 3, 8, 15, 4, 5, 20, 1, 16, 17, 14, 6, 13, 19]. Известняки имеют цикличное строение и характеризуются чередованием грейнстоун-пакстоунов и вакстоунов (рис. 1). Залегают на брахиоподовых ракушняках барминского горизонта нижнефаменского подъяруса верхнего девона. Перекрываются известняками мурзакаевского горизонта верхнего фамена.

Отложения макаровского горизонта в стратотипе характеризуется таксономически богатым комплексом конодонтов и представлены 49 видами, принадлежащими 7 родам: *Icriodus*, *Mehlina*, *Nothognathella*, *Palmatolepis*, *Pelekysgnathus*, *Polygnathus* и *Polylophodonta* (см. рис. 1). Выделенные комплексы конодонтов состоят главным образом из таксонов рода *Palmatolepis* (до 92%), представителей глубоководной пальматолепидной биофауны (см. рис. 1). Установлены 5 ассоциаций конодонтов, характеризующие стандартные зоны *Upper triangularis*, *Lower crepida*, *rhomboidea*, *Lower* и *Upper marginifera*.

Зона *Upper triangularis* характеризует основание макаровского горизонта [11, 2, 1, 9]. Нижняя граница зоны установлена в подошве слоистых, буровато-серых, органогенно-полидетритовых известняков (грейнстоун-пакстоун) слоя 1 по появлению зонального вида *Palmatolepis minuta minuta* Br. & M. (см. рис. 1А). Комплекс конодонтов таксономически разнообразный и состоит из 5 родов и 23 видов (см. рис. 1А). Представители рода *Palmatolepis* количественно преобладают над остальными таксонами (70-88 %, см. рис. 1Б). Среди них доминируют *Pa. triangularis* Sann., *Pa. subperlobata* Br. & M. и *Pa. delicatula postdelicatula* Schul. Мощность зоны *Upper triangularis* составляет 0,20 м.

Зона *crepida* представлена только **зоной** *Lower crepida*. Нижняя граница зоны установлена по появлению зонального вида *Palmatolepis crepida* Sann. (см. рис. 1А). Вместе с транзитными конодонтами зоны *Upper triangularis* в комплексе встречены *Palmatolepis minuta wolskae* Szulc. (см. рис. 1А). Мощность зоны *Lower crepida* составляет 0,20 м.

На интервал **подзона** *Middle* – *Uppermost crepida* приходится гиатус.

Зона *rhomboidea*. Нижняя граница зоны установлена в основании слоя 2 по появлению характерных видов *Pa. rhomboidea* Sann. и *Pa. pooli* Sand. & Ziegl. (см. рис. 1А). Литологически зона резко выражена и характеризуется слоистыми, темно-серыми, ожелезненными известняками (вакстоун). Зона *rhomboidea* очень маломощная и равна 0,05 – 0,10 м. Комплекс конодонтов характеризуется главным образом таксонами рода *Palmatolepis* (12 видов), представленными здесь многочисленными экземплярами очень хорошей

сохранности (до 92% ассоциации, см. рис. 1). Виды родов *Polygnathus*, *Icriodus* и *Nothognathella* характеризуются единичными экземплярами.

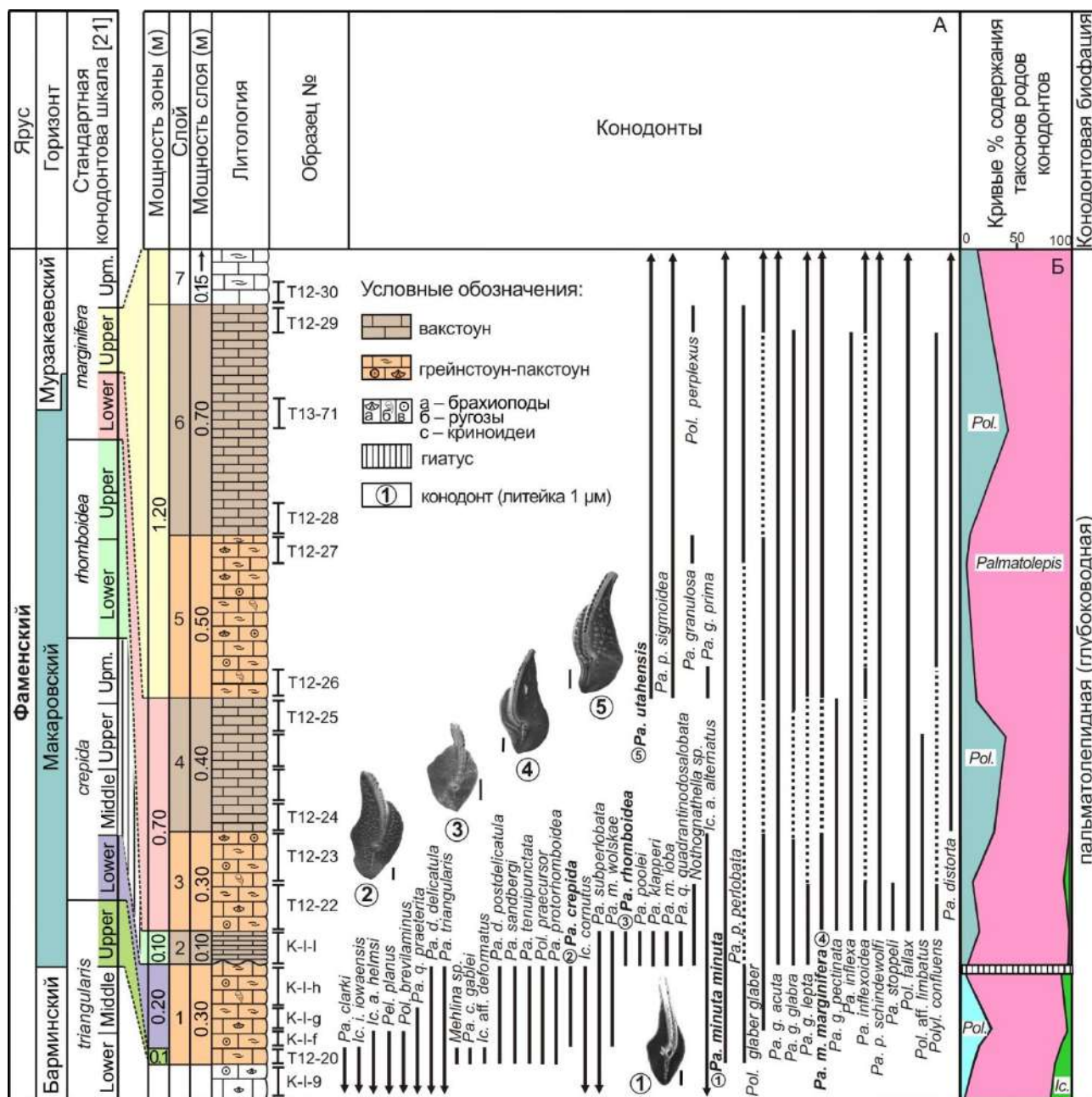


Рис. 1. Распространение конодонтов (А) в отложениях макаровского горизонта (D₃fm) разреза Кук-Караук и интерпретация палеоэкологических и палеогеографических обстановок (Б). Принятые сокращения. *Ic.* – *Icriodus*; *Pa.* – *Palmatolepis*; *Pel.* – *Pelekysgnathus*; *Pol.* – *Polygnathus*; *Polyl.* – *Polylophodonta*; *a* – *alternatus*; *d* – *delicatula*; *i* – *iowaensis*; *q* – *quadratinodosalobata*; *p* – *perlobata* (из (Tagarieva, 2020))

Зона *marginifera*. Нижняя граница зоны установлена в основании слоя 3 по появлению первых *Pa. marginifera marginifera* (см. рис. 1А).

Нижняя часть **зоны Lower *marginifera*** мощностью 0,3 м (слой 3) в разрезе представлена слоистыми, буровато-серыми, органогенно-детритовыми известняками (грейнстоун-пакстоун). Комплекс конодонтов характеризуется высоким разнообразием и состоит из пяти родов и 17 видов (см. рис. 1А). В комплексе впервые встречены единичные представители рода *Polylophodonta confluens* Ul. & Bas. Доминируют таксоны рода *Palmatolepis* (82%) (см.

рис. 1Б). Виды *Pa. marginifera marginifera* Helms и *Pa. glabra pectinata* Zieg. составляют почти 50% комплекса конодонтов.

Верхняя часть **зоны** Lower *marginifera* мощностью 0,40 м (слой 4) характеризуется серыми, пелитоморфными, тонкозернистыми известняками (вакстоун). С основания слоя встречаемость конодонтов в образцах резко снижается. Ассоциация конодонтов представлена только редкими экземплярами *Pa. distorta* Br. & M., *Pa. inflexa* Mull., *Pa. glabra acuta* Helms, *Pa. g. pectinata* Zieg., *Pa. minuta minuta* Br. & M., *Pa. perlobata schindewolfi* Mull. и *Polygnathus fallax* Helms & Wolsk. (см. рис. 1А). Общая мощность зоны Lower *marginifera* в разрезе составляет 0,70 м.

Подосва **зоны** Upper *marginifera* в разрезе установлена в основании слоистых, светло-серых органогенно-полидетритовых известняков (грейнстоун) слоя 5 по появлению в комплексе вида-индекса *Pa. utahensis* Ziegl. & Sand. (см. рис. 1). Наблюдается резкое увеличение таксономического разнообразия и количественного содержания конодонтов в образцах. Комплекс состоит из трех родов и 18 видов (см. рис. 1А). Представители рода *Palmatolepis* количественно преобладают над остальными таксонами (до 95%, см. рис. 1Б). Среди них доминируют *Pa. uthaensis* Zieg. & Sand. и *Pa. m. marginifera* Helms. Мощность зоны Upper *marginifera* в разрезе (слои 5-6), составляет 1,20 м.

В разрезе Кук-Караук конодонтовая зональность отложений макаровского горизонта представлена не в полном объеме и интервалы конодонтовых зон Middle, Upper и Uppermost *crepida* отсутствуют (см. рис. 1) [1, 16, 17, 19, 12]. Однако, в регионе имеются хорошо изученные разрезы (Аккыр, Рязук, Мендым и др.) [1] с более полным литологическим и палеонтологическим содержанием, которые могут претендовать на пара- и гипостратотип макаровского горизонта.

После детальных палеонтологических и литологических исследований в стратотипическом разрезе Кук-Караук уточнен стратиграфический объем макаровского горизонта (см. рис. 1). Он равен интервалу конодонтовых зон Upper *triangularis*, Lower *crepida*, *rhomboidea*, Lower и Upper *marginifera* [12, 19]. Согласно Стратиграфическим схемам Урала (1993) основание зоны Upper *marginifera* коррелируется с подошвой мурзакаевского горизонта (слои с *Zigania ursa*) (D₃fm). Возникла необходимость корректировки границы между макаровским и мурзакаевским горизонтами. Для этого важно провести специальные более детальные исследования в стратотипических и опорных разрезах, применяя наряду с традиционными биостратиграфическими и литологическими методами, современные, широко используемые в мировой практике изотопно-геохимические и событийно-стратиграфические исследования. Это позволит дать полную характеристику стратона и проводить уверенную корреляцию не только на региональном и межрегиональном, но и на глобальном уровнях.

Список литературы

1. Абрамова А.Н. Франский ярус западного склона Южного Урала. – Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 1999. – 55 с.
2. Барышев В.Н., Абрамова А.Н. Зональное расчленение верхнедевонских отложений западного склона Южного Урала по конодонтам // Ежегодник – 1995. Информационные материалы. – УНЦ РАН, 1996. – С. 26-30.
3. Домрачев С.М. Девон хребта Каратау и прилегающих районов Южного Урала // Девон западного Приуралья. – М.; Л.: 1952. – 121 с.
4. Кононова Л.И. Комплексы конодонтов из верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений разреза р. Сиказа (Южный Урал) // Бюлл. МОИП, отд. геол., 42. Т. XLIV (I). – 1969. – С. 121-138.
5. Кононова Л.И., Липина О.А. Соотношение зональных схем верхнего фамена и нижнего турне по фораминиферам и конодонтам на западном склоне Южного Урала // Вопросы микропалеонтологии. – Вып. 14. – 1971. – С. 39-69.

6. Кулагина Е. И., Артюшкова О. В., Клименко Т. В., Тагариева Р. Ч. Девон и карбон западного склона Южного Урала: стратиграфический обзор // Геологический вестник. 2019. – № 3. – С. 103–142.
7. Марковский, Б.П. Очерк стратиграфии девонских отложений западного склона Среднего и Южного Урала // Мат. ВСЕГЕИ, Общ. сер. 1948. – Сборник 8. – С. 22–28.
8. Маслов В.А. Литология и фациальные особенности верхнедевонских карбонатных отложений западного склона Южного Урала. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Уфа. – 1959. – 304 с.
9. Состояние изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Задачи дальнейших исследований // Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Отв. ред. Жамойда А.И., Петров О.В. – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. Вып.38. – 131 с.
10. Стратиграфический словарь СССР. Кемьрий, ордовик, силур, девон. – Л., Недра, 1975. – 662 с.
11. Стратиграфические схемы Урала. – Екатеринбург, 1993.
12. Тагариева Р.Ч., Артюшкова О.В. Конодонтовая зональность нижнефаменских отложений карбонатных разрезов западного склона Южного Урала // Бюл. Моск. о-ва Испытателей Природы. Отд. Геол. – 2020. – Т. 95. – Вып. 2. – С.16-32.
13. Тагариева Р.Ч., Артюшкова О.В., Мизенс А.Г. Уникальные карбонатные разрезы пограничного интервала франского – фаменского ярусов (F/F) в районе геопарка Торатау (бассейны рек Рязук и Сикася западного склона Южного Урала) // Геологический вестник. – 2020. – № 2. – С. 24–38.
14. Тагариева Р.Ч., Мизенс А.Г. Разрезы западного склона Южного Урала, перспективные для выбора точки регионального стратотипа нижней границы фаменского яруса // Литосфера. 2015. – № 3. – С. 33–56.
15. Тяжева А.П. Стратиграфия девонских отложений западного склона Южного Урала. Девонские отложения Башкирии. Ч. 1. Стратиграфия. – М.: Изд. АН СССР. – 1961. – С. 5-130.
16. Abramova A.N., Artyushkova O.V. The Frasnian-Famennian boundary in the Southern Urals. Geol. Quart., 48 (3). Warszawa, 2004. – P. 137-154.
17. Artyushkova O.V., Maslov V.A., Pazukhin V.N., Kulagina E.I., Tagarieva R.Ch., Mizens L.I., Mizens A.G. Devonian and Lower Carboniferous type sections of the western South Urals: Pre-Conference Field Excursion Guidebook // International Conference “Biostratigraphy, Paleogeography and Events in Devonian and Lower Carboniferous”, Ufa, Sterlitamak, Russia, July 20–25, 2011a. – Ufa, 2011a. – 92 pp.
18. Tagarieva R.C. Conodont biodiversity of the Frasnian-Famennian boundary interval (Upper Devonian) in the Southern Urals. Bulletin of Geosciences 88(2), 2013. – P. 297–314.
19. Tagarieva R.Ch. Biostratigraphy and lithology of the Makarovo Horizon deposits (Famennian Stage) in the stratotype section (western slope of the Southern Urals) // Proceedings Kazan Golovkinsky Young Scientists’ Stratigraphic Meeting, 2020. Sedimentary Earth Systems: Stratigraphy, Geochronology, Petroleum Resources. Nurgaliev D.K. (Ed.), October 26-30, Kazan, Russia. Kazan: КФУ, 2020. Pp. 280-287.
20. Sinitsyna Z.A., Pazukhin V.N., Kulagina E.I. et al. The Sikaza Section. In: Guidebook of geological excursion for the Paleozoic and Upper Precambrian sections on the western slope of the Southern Urals and Pre-Ural region. Inst. Geol. Ufa Research Centre RAS. – Ufa, 1995. – P.57–93.
21. Ziegler W., Sandberg C.F. The Late Devonian Standard Conodont Zonation // Cour. Forsch. Inst.Senckenberg. 1990. 121. – P. 1-115.

3. МИНЕРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА МИНЕРАЛОВ МИНДЯКСКОГО МАССИВА

Р.А. Гатауллин^{1,2}

¹- *Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа*

²- *Башкирский государственный университет, г. Уфа*

e-mail: rusgatln97@mail.com

В настоящей работе рассматриваются особенности состава минералов Миндякского массива и их значение для определения условий образования пород массива. Объект исследования – образцы перидотитов (шпинелевых и шпинель-плагиоклазовых), слагающих мантийный комплекс массива; и габброидов корового комплекса. Основные задачи: определить химический состав породообразующих и основных акцессорных минералов пород. Актуальность работы обусловлена недостаточной изученностью минералогии Миндякского массива.

Миндякский массив находится в зоне Главного Уральского разлома, и представляет собой массив лерцолитового типа, выходящий на поверхность в виде тела до 25 км длиной меридионального простирания в 40 км к северо-востоку от г. Белорецк. Ширина выходов гипербазитов меняется от 0,2 до 5 км. Гипербазиты представлены в основном плагиоклазовыми и шпинелевыми лерцолитами, с небольшим количеством гарцбургитов и дунитов и краевым верлит-клинопироксенит-габбровым комплексом. Вдоль западного контакта массива развит серпентинитовый меланж (шириной от 50 метров до 2 км на севере) с блоками сланцев, вулканогенных пород, апоперидотитовых серпентинитов (рис. 1) [1,3,4].

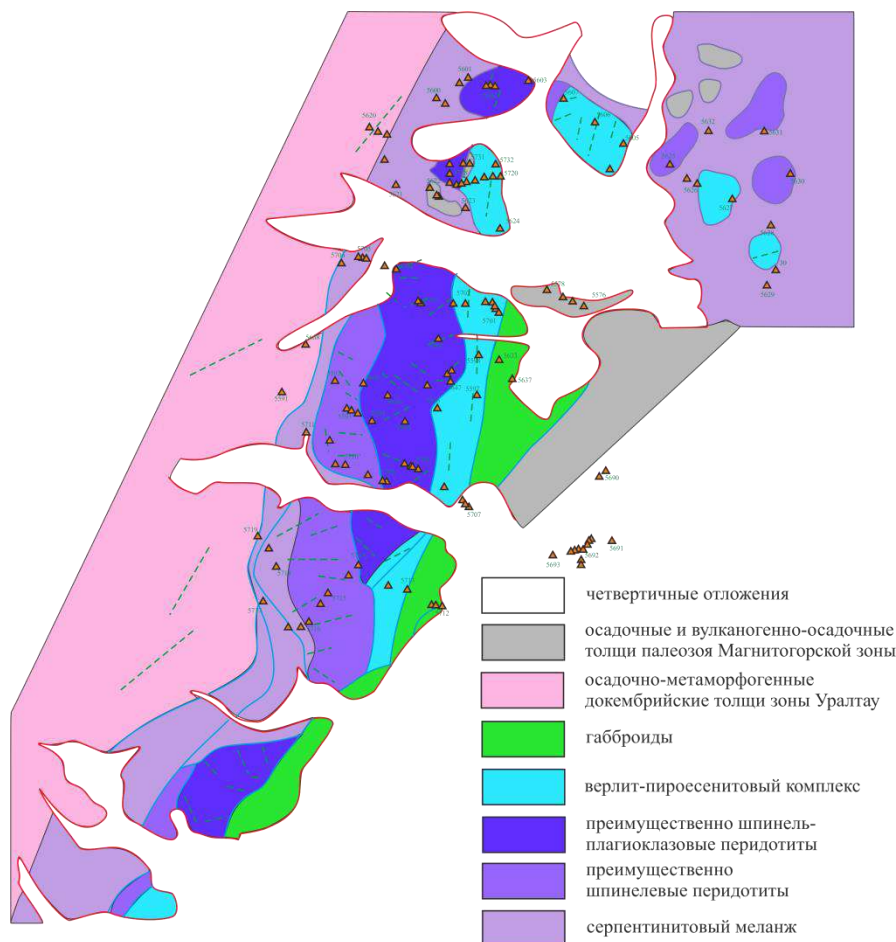


Рис. 1. Схема геологического строения Миндякского массива и места отбора исследованных в данной работе образцов. Составлена по [1,3].

Породообразующие минералы перидотитов – оливин, ромбический и моноклинный пироксены. Постоянный аксессуарный минерал – хромшпинелид, в шпинель-плагноклазовых перидотитах также плагноклаз.

Исследованные оливины высокомагнезиальные, доля форстеритового минала (Fo) варьирует в пределах 0,895–0,942 (среднее значение - 0,914). Магнезиальность плагноклазовых перидотитов (в среднем 0,908) несколько ниже магнезиальности шпинелевых перидотитов (0,916 в среднем). Основными элементами-примесями являются никель и марганец: Mn в количествах выше предела обнаружения содержится в 15,3% анализов, содержание – до 0,19 мас.% Mn; Ni в количествах выше предела обнаружения присутствует в большей части образцов, с содержанием до 0,42 мас.% Ni.

По химическому составу ортопироксены соответствуют энстатиту, они содержат малые количества кальция и железа (рис. 2а). Постоянные примеси – алюминий (до 2,1% масс.), хром (до 0,61% масс.). В некоторых анализах определяются примеси Ti (в 15,6 %, до 0,18% масс.), Mn (в 9,4 % анализов, до 0,2 % масс.), Ni (в одном анализе, 0,21 % масс.), Cl (в одном анализе, 0,09% масс.).

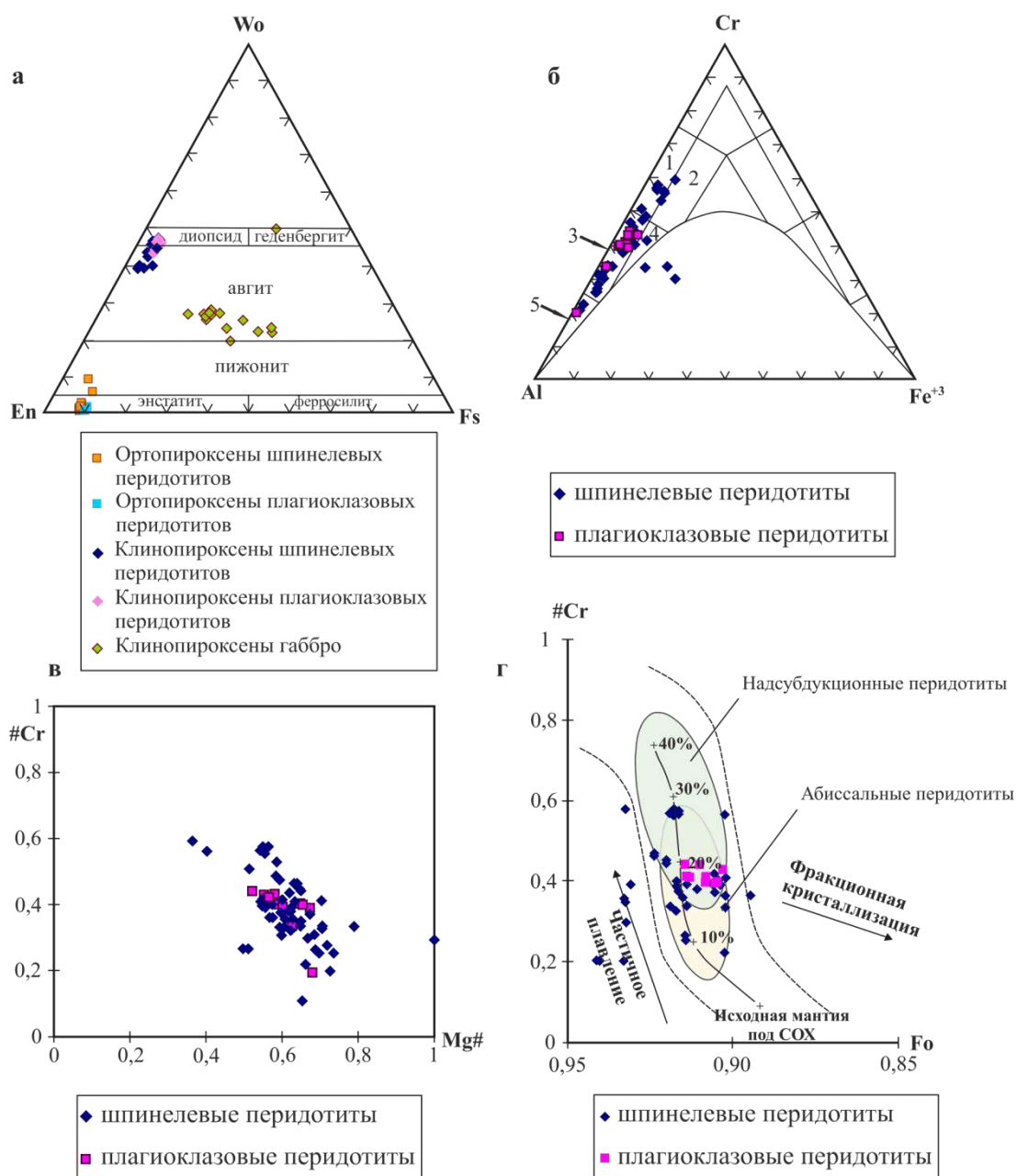


Рис. 2. Особенности состава минералов перидотитов и габбро Миндякского массива:

а – треугольная диаграмма минералов пироксенов из пород Миндякского массива, границы минеральных разновидностей по [6]; б – треугольная диаграмма состава трёхвалентных катионов хромшпинелидов, границы минеральных разновидностей по [2] (Поля: 1 – алюмохромит, 2 – субферриалюмохромит, 3 – хромпикотит, 4 – субферрихромпикотит, 5 – пикотит); в – бинарная диаграмма состава хромшпинелидов; г – диаграмма состава сосуществующих зерен оливина и хромшпинелида, поля проведены в соответствии с работой [5]. En, Wo, Fs – атомные доли минералов энстатита, волластонита и ферросилита в пироксенах; $\#Cr = Cr/(Cr+Al)$, ат.%; $\#Mg = Mg/(Mg+Fe^{2+})$, ат.% в хромшпинелиде; $Fo = Mg/(Mg+Fe)$, ат.% в оливине.

Клинопироксены перидотитов по составу соответствуют авгиту и диопсиду, доля волластонитового минала варьирует в пределах 0,4–0,5 (рис. 2а). Постоянные примеси – натрий (до 0,54% масс.), алюминий (до 2,85% масс.), хром (до 0,94% масс.). Редко встречающиеся примеси – Mn, Ni.

Клинопироксены из габбро по составу соответствуют авгиту, в отдельных случаях – пижониту и геденбергиту. (рис. 2а.). Постоянные примеси: алюминий, достигающий до 3,25 % масс., натрий до 0,72 % масс, титан до 0,87% масс., марганец до 0,38% масс. Частые примеси – К (до 0,28% масс.), также встречаются Cr (до 0,32% масс.), Cl (до 0,17% масс.).

Хромшпинелиды ультрамафитов характеризуются значительными вариациями содержания алюминия и хрома (рис. 2б) и содержат мало трёхвалентного железа. Большинство исследованных хромшпинелидов относятся к хромпикотиту, незначительное количество шпинелидов относятся к алюмохромиту, субферриалюмохромиту, субферрихромпикотиту, пикотиту.

Попадание некоторых фигуративных точек в зону несмесимости (нижняя часть треугольной диаграммы под линией сольвуса) можно объяснить тем, что химический состав анализировался на участках тесного срастания первичной шпинели с ожелезненной шпинелью, не определяемой при небольшом увеличении.

На бинарной диаграмме $\#Cr-Mg\#$ (рис. 2в) отчетливо видна зависимость уменьшения магнезиальности хромшпинелидов с ростом их хромистости. Доля хрома варьирует в пределах 0,2–0,6 $\#Cr$, вариации содержания магния и двухвалентного железа в основном в пределах 0,5–0,8 $\#Mg$.

Из примесных элементов часто встречаются титан (в 37% анализов, до 0,27 % масс.), ванадий (в 29% анализов, до 0,26 % масс.). Реже замечены Zn (в 10%, до 0,48% масс.), Mn (в одном анализе, 0,28 % масс.).

Оценка степени плавления по диаграмме OSMA (рис. 2г) показывает, что шпинелевые перидотиты образовались при различных степенях частичного плавления до 30%, фигуративные точки шпинель-плаггиоклазовых перидотитов расположены весьма кучно у значений чуть менее 20%.

Исследованные плаггиоклазы по химическому составу соответствуют лабрадору и битовниту с долей анортитового минала (An) от 0,58 до 0,79. В единичных зёрнах отмечены калий и железо.

Химические составы плагиоклазов из перидотитов и габбро Миндякского комплекса (в среднем по образцам).

№ обр.	МН-5684	МН-23/2	МН-5685	МН-5709-2	МН-5681	МН-5684-1	МН-5637-1	МН-5682
порода	шпинелевые перидотиты			плагиоклазовые перидотиты			габбро	
Na ₂ O	2,45	1,82	3,39	3,73	2,87	2,68	3,12	3,66
Al ₂ O ₃	34,62	35,29	32,93	32,53	33,87	34,08	29,83	32,64
SiO ₂	47,04	46,07	49,46	49,92	47,91	47,65	46,75	49,94
K ₂ O	0,07	-	-	-	-	-	-	-
CaO	15,82	16,82	14,22	13,82	15,35	15,59	17,76	13,75
FeO	-	-	-	-	-	-	2,54	-
формульные коэффициенты								
mNa	0,218	0,162	0,300	0,329	0,255	0,238	0,278	0,324
mAl	1,841	1,884	1,743	1,719	1,798	1,810	1,593	1,726
mSi	2,158	2,122	2,260	2,276	2,194	2,185	2,154	2,278
mK	0,004	-	-	-	-	-	-	-
mCa	0,779	0,831	0,697	0,676	0,754	0,767	0,877	0,673
mFe	-	-	-	-	-	-	0,098	-
An	0,781	0,837	0,699	0,673	0,747	0,763	0,759	0,675

Выводы

Оливин исследованных пород высокомагнезиальный, магнезиальность оливина шпинелевых перидотитов выше, чем шпинель-плагиоклазовых. Ромбические и моноклинные пироксены перидотитов на диаграмме составов формируют две кучные группы фигуративных точек и относятся к энстатиту и диопсиду соответственно. Составы пироксенов из габбро разнятся сильнее, соответствуют авгиту. Хромшпинелиды представлены в основном низкохромистыми разновидностями, при этом высокая магнезиальность шпинели коррелирует с её низкой хромистостью. Плагиоклаз соответствует лабрадору и битовниту. Составы сосуществующих зёрен оливина и шпинели согласно диаграмме оливин-шпинелевой мантийной ассоциации указывают на образование перидотитов в результате частичного плавления мантийного вещества.

Список литературы

- Денисова Е.А. Внутренняя структура Миндякского ультраосновного массива (Южный Урал) // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274, №2. С. 382–387.
- Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Вып. 103. Серия рудных месторождений. 1949. № 13. С. 10–35.
- Савельев А.А. Бибилова Е.В., Савельева Г.Н. и др. Гранатовые пироксениты массива Миндяк на Южном Урале: обстановка и возраст формирования // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2001. Т. 76, Вып. 1. С. 22–29.
- Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А. Геология, петрогеохимия и хромитонность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. 320 с.
- Arai S. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation // Chemical Geology. 1994. Vol. 113. P. 191–204.
- Morimoto N. Nomenclature of pyroxenes // Canadian mineralogist, 1989. V. 27, P.143–156.

К ПРОБЛЕМЕ ГЕНЕЗИСА ДУНИТОВ ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ И МАССИВОВ УРАЛО-АЛЯСКИНСКОГО ТИПА

Д.Е. Савельев

*Институт геологии - обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук
e-mail: sav171@mail.ru*

Дунит представляет собой полнокристаллическую глубинную породу, полностью сложенную высокомагнезиальным оливином (Fo_{88-96}) с небольшим количеством акцессорного хромшпинелида (0, n–5 мас.%). При увеличении количества хромшпинелида порода имеет постепенный переход к хромититу. Наибольшим распространением дуниты пользуются в двух ассоциациях мафит-ультрамафитового состава: мантийном разрезе офиолитовых комплексов и концентрически-зональных массивах (далее – массивах Урало-Аляскинского типа – УАТ). Помимо этого, кумулятивные оливиновые породы присутствуют в некоторых расслоенных интрузиях, но в данном сообщении о них речь идти не будет.

Проблема формирования дунитов в офиолитовых комплексах и массивах УАТ является одной из фундаментальных в глубинной петрологии и одновременно имеет важное практическое значение в связи с тем, что в комплексах первого типа эти породы всегда являются вмещающими для месторождений хромовых руд, а во втором типе в них концентрируются небольшие по размерам хромититовые сегрегации с платиновыми металлами – источниками уникальных россыпей в нескольких районах мира (Северный и Средний Урал, Аляска, Корякско-Камчатский регион).

В офиолитовых комплексах дуниты играют подчиненную роль по отношению к доминирующим лерцолитам и гарцбургитам и образуют в них тела разнообразной морфологии: от тонких (первые мм) слойков, параллельных полосчатости и минеральной уплощенности перидотитов, до широких (десятки и сотни метров при длине до нескольких километров) тел вблизи древней петрологической границы Мохоровичича. Но наиболее типичными являются «стручкообразные» (подиформные) и линзовидные тела во внутренних частях мантийных разрезов, которые вмещают большую часть так называемых подиформных месторождений хромититов в офиолитовых комплексах по всему миру (см. например [9]).

Относительно генезиса офиолитовых дунитов и хромититов существует несколько конкурирующих гипотез (моделей), основными из которых на сегодняшний день являются: 1) «реакционно-магматическая» модель, предусматривающая образование дунитов с хромититами как результат просачивания сквозь мантийные перидотиты базальтовых и бонинитовых расплавов ([11] и др.), 2) модели «смешения расплавов», которые предполагают формирование дунитовых тел с хромититами в результате смешения различных по составу расплавов, которое происходит в камерах (каналах), расположенных в верхней мантии ([8] и др.); 3) «флюидная» или «латераль-секреционная» модель, где основная рудообразующая роль приписывается восстановленным флюидам ([6] и др.), 4) реститово-реоморфическая модель, согласно которой дунитовые тела представляют собой зоны локализованной деформации внутри поднимающегося мантийного диапира, сложенные наиболее реологически слабым и наиболее тугоплавким минералом верхней мантии – оливином [5].

В массивах УАТ дуниты также имеют подчиненное значение и уступают по распространенности габброидам и пироксенитам. Они образуют локальные тела, обычно во внутренней части ультрамафитовых ассоциаций, и получили название «дунитовых ядер» [2]. По размеру и морфологии зерен оливина дуниты варьируют от мелкозернистых до пегматоидных, причем структура дунитов контролирует размещение внутри «дунитовых ядер» хромититовых шпиров, что было в свое время четко показано для Нижнетагильского массива [7].

Известны многочисленные работы, в которых рассматривается продуктивность хромитов и дунитов УАТ в отношении элементов платиновой группы, описывается минералогия платиновых металлов, проводится анализ геодинамической позиции массивов крупных платиноносных поясов. Вместе с тем, отмечается явный недостаток в исследованиях, направленных на выявление механизмов, сопровождавших становление как платинонесущей хромититовой минерализации, так и самих «дунитовых ядер» массивов УАТ. Во многих зарубежных публикациях массивы данного типа рассматриваются как разновидность расслоенных/дифференцированных мафит-ультрамафитовых интрузий ([10] и др.). Самостоятельное значение дунитовым телам отводится в моделях их реститового происхождения, «горячего меланжа» [1], а также в латераль-секреционной гипотезе. В последние годы появилось много публикаций, в которых на основе изучения микровключений в оливине и хромите высказываются мнения о роли флюидов в образовании хромит-платиноидной минерализации в дунитах платиноносного типа [3].

Нами проведено изучение дунитов обеих ассоциаций и установлено, что исследованные породы представляют собой высокотемпературные тектониты. Оливин демонстрирует признаки высокотемпературной деформации, выраженные в кинк-банд структурах, рекристаллизации (рис.1 а, б), выделениях новых фаз на дефектах кристаллической структуры (рис.1 г). Метод окислительного декорирования дислокационной структуры оливина позволил установить взаимосвязь появления новых зерен хромшпинелидов с подвижными дислокациями, перемещение которых обуславливает трансляционное скольжение в оливине.

Акцессорный минерал дунитов – хромшпинелид. Хорошо известно, что крупные зерна хромшпинелидов в дунитах характеризуются высокой степенью идиоморфизма. Вместе с тем, детальное исследование при большом увеличении показали, что наряду с преобладающими идиоморфными кристаллами, в дунитах могут присутствовать довольно много крупных зерен с отростками и мелких ксеноморфных зерен. Состав хромшпинелидов в офиолитовых дунитах как правило выдержанный высокохромистый, зональность отмечается редко, хотя в некоторых случаях нами были встречены деформированные зерна с четкой Cr-Al зональностью [4].

В то же время, в свежих дунитах Кытлымского массива (УАТ), обнаруживающих признаки высокотемпературного течения, установлена зональность минералов группы шпинели (рис. 1в). Первичный хромшпинелид сохранился только в центральных частях зерен, тогда как по периферии он замещается хром-магнетитом и магнетитом. Самые мелкие ксеноморфные зерна представлены преимущественно магнетитом. Однако тонкие вроски в оливине имеют как магнетитовый, так и хромшпинелевый состав.

Еще одним важным фактором для установления генезиса дунитов и хромитов являются минеральные включения, которые часто встречаются в оливине и хромшпинелиде. В хромшпинелидах из дунитов и хромитов как офиолитовых комплексов, так и УАТ, наряду с типичными минералами – оливином и ортопироксеном – чаще всего встречаются диопсид, паргасит, флогопит, значительно реже – различные экзотические минералы. Наиболее богатый набор включений был описан в Кондерском концентрически-зональном массиве, который все чаще рассматривается как аналог массивов УАТ [3].

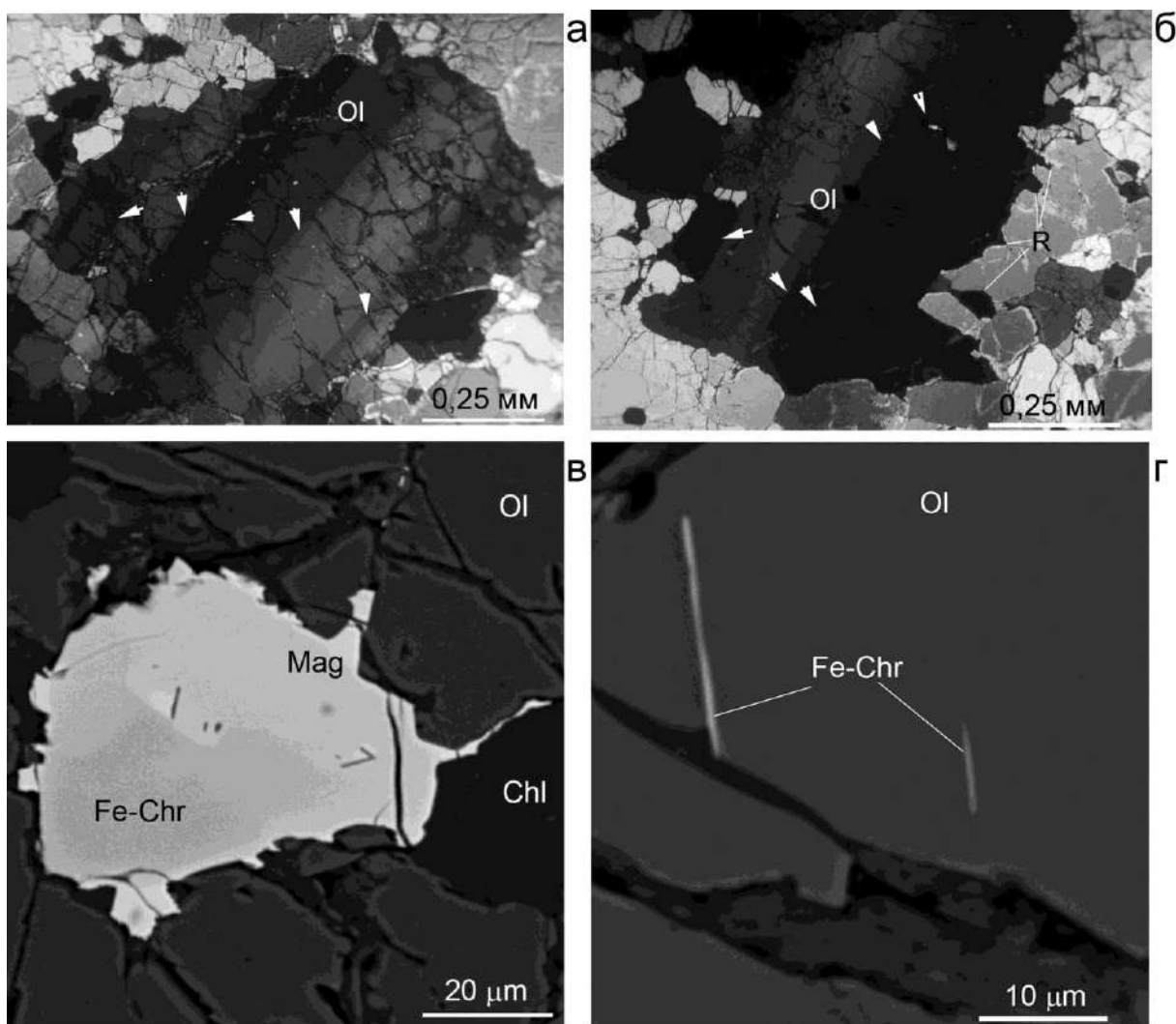


Рис.1. Микроструктурные особенности дунитов из офиолитовой ассоциации и массивов Урало-Аляскинского типа:

а, б – кинк-банд структуры в оливине, белыми стрелками показаны малоугловые границы, R – рекристаллизация посредством миграции границ субзерен; в – гипидиоморфное зерно зонального хромшпинелида с тонкими отростками; г – тонкие выделения железистого хромшпинелида внутри свежего оливина; Ol – оливин, Fe-Chr – железистый хромшпинелид, Mag – магнетит.

В результате изучения включений в хромшпинелидах многих массивов были предложены различные «флюидные» гипотезы формирования дунитов. Вместе с тем, на примере свежих образцов ультрамафитов Крака нами было показано, что силикатные включения в хромшпинелидах и оливине могут являться результатом твердофазных (деформационно-индуцированных) процессов – распада предшествующих фаз либо сегрегации элементов-примесей на дефектах кристаллической решетки минерала-хозяина [4 и др.]. На основе анализа имеющихся данных можно заключить, что образование дунитов представляет собой результат взаимодействия следующих факторов (с понижением относительной роли): 1) реоморфической дифференциации вещества в ходе пластического течения материала глубинных диапиров (кинк-банд структуры, предпочтительная кристаллографическая ориентировка, рекристаллизация), 2) частичного плавления (удаление легкоплавких минералов – пироксенов), 3) воздействия флюидов (замещение магнетитом, захват включений амфибола, флогопита и др.), 4) возможно, кристаллизации из расплава (?) – на самом раннем этапе образования и только для дунитов УАГ.

Список литературы

1. Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема формирования офиолитов. М.: Наука, 1984. 212 с.
2. Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: Изд-во Уральского университета, 1997. 488 с.
3. Пушкарев Е.В., Каменецкий В.С., Морозова А.В., Хиллер В.В., Главатских С.П., Родеманн Т. Онтогенез хромшпинелидов и состав включений как индикаторы пневмолито-гидротермального происхождения платиноносных хромититов Кондерского массива (Алданский щит) // Геология рудных месторождений, 2015, Т. 57. С. 394–423.
4. Савельев Д.Е., Белогуб Е.В., Блинов И.А., Кожевников Д.А., Котляров В.А. Петрологические свидетельства синдеформационной сегрегации вещества при образовании дунитов (на примере офиолитов Крака, Южный Урал) // Минералогия, 2016, №4. С.56–77.
5. Савельев Д.Е., Федосеев В.Б. (2019). Твёрдофазное перераспределение минеральных частиц в восходящем мантийном потоке как механизм концентрации хромита в офиолитовых ультрамафитах (на примере офиолитов Крака, Южный Урал). Георесурсы, 2019, Т. 21, №1. С. 31-46. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.31-46>
6. Чашухин И.С., Вотяков С.Л. Поведение элементов семейства железа, оксибарометрия и генезис уникальных хромитовых месторождений Кемпирсайского массива // Геология рудных месторождений, 2009. Т. 51. № 2. С. 140–156.
7. Шмелев В.Р., Филиппова С.С. Структура и механизм формирования Нижнетагильского дунит-клинопироксенитового массива // Геотектоника, 2010, №4. С.65–86.
8. Ballhaus C. Origin of the podiform chromite deposits by magma mingling // Earth Planet. Sci. Lett., 1998, V. 156, № 3–4. P. 185–193.
9. Gonzalez-Jimenez J.M., Griffin W.L., Proenza A., Gervilla F., O'Reilly S.Y., Akbulut M., Pearson N.J., Arai S. Chromitites in ophiolites: how, where, when, why? Part II. The crystallisation of chromitites // Lithos, 2014. V. 189. P. 148–158.
10. Taylor H.P. The zoned ultramafic complexes of southeastern Alaska. In: Wyllie PJ (ed) Ultramafic and related rocks. Wiley, New York, 1967. P. 96–118
11. Zhou M.-F., Robinson P.T., Malpas J., Li Z. Podiform chromitites in the Luobusa Ophiolite (Southern Tibet): implications for melt-rock interaction and chromite segregation in the upper mantle // J. Petrology, 1996. V. 37. № 1. P. 3–21.

МОРФОЛОГИЯ И СОСТАВ ЗОЛОТА РОССЫПИ ТЕРРАСОВАЯ-II

А.В. Сначёв

Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа

e-mail: SAVant@rambler.ru

На Южном Урале, также как и в России в целом, половина золота добывается из россыпных месторождений [6]. Отработка россыпей ведется уже несколько сотен лет преимущественно старательскими артелями. Вместе с тем вопросам изучения элементного состава золотин, их пробности, оценки глубины и температуры образования металла, поискам коренных источников золота, установлению дальности его переноса либо не уделялось внимание вообще, либо этот материал остался погребенным в фондовых отчетах и до сих пор неизвестен геологической общественности. В данной работе автор как раз и попытался восполнить этот пробел на примере одной конкретной россыпи Террасовая-II и решить некоторые задачи, касающиеся истории ее формирования.

Россыпь золота Террасовая-II расположена в пределах Главного Уральского разлома в зоне сочленения северного замыкания Уралтауского мегантиклинория и Магнитогорского мегасинклинория в 0,6 км к западу от с. Уразово. В геоморфологическом отношении россыпь располагается на правом берегу р. Урал в пределах Миндякской эрозионно-структурной депрессии, наследующей зону Главного Уральского разлома. Рассматриваемая россыпь была выявлена в ходе проведения комплекса поисково-оценочных работ по золотоносности рыхлых отложений Миндякской эрозионно-структурной депрессии, выполненных ГУП УКГЭ «Уралзолоторазведка» в 1993–2001 гг. (ответственный исполнитель В.Ф. Созинов). В целях ее оконтуривания пройдено 6 линий шурфоскважин по сети 200×20 м, в большинстве из которых были получены пересечения с содержаниями золота, отвечающими требованиям подсчетных кондиций. В ходе работ россыпь была прослежена на 1240 м в длину при ширине от 60 до 320 м и мощности горной массы от 4,5 до 15,5 м (средняя – 9,4 м). Произведен подсчет балансовых запасов по категории C_1 , которые составили 2962 тыс. м³ горной массы и 335 кг золота [6].

В плане россыпь состоит из единой залежи простой морфологии, ее золотоносность связана с рыхлыми средне-позднеплейстоценовыми отложениями. По результатам поисково-оценочных работ продуктивный горизонт сложен разновозрастным аллювием. Прибортовая (западная) часть долины сложена песчано-галечной толщей с линзами и прослоями глин. Восточнее к ней прислонена песчано-галечная толща серо-зеленовато-коричневого и желто-коричневого цвета с редкими мелкими валунами. Обломочный материал средней окатанности, занимает 25–30 % объема аллювия. Количество галечного материала с глубиной возрастает до 30–40 %, крупность увеличивается до появления мелких валунов, что позволяет выделить для данной толщи черты, характерные для горного аллювия [8]. С поверхности обе толщи перекрыты аллювиальными глинами, песками, галечниками пойменного комплекса р. Урал. Коренными породами являются преимущественно туфы и туфоалевролиты бугодакской толщи (D_3bd); песчаники, глинисто-кремнистые сланцы зилаирской свиты (D_3-C_1zl); известняки кизильской свиты ($C_{1-2}kz$), а также габбро, гипербазиты и серпентиниты сакмарского комплекса ($v\sigma O_{1-2}s$). Местами они подвергнуты интенсивным тектоническим дислокациям, гидротермальному метаморфизму, широко развиты мезозойские коры выветривания.

Основным объектом изучения данной работы является самородное золото, полученное в ходе поисково-оценочных работ из россыпи Террасовая-II (рис. 1). Среднее содержание золота в промышленном контуре запасов колеблется от 61–75 до 306–402 мг/м³ [6]. Максимальные концентрации золота хотя и приурочены к нижней части разреза аллювия, но значительная его часть рассеяна по вертикали в интервале 4–6 м.

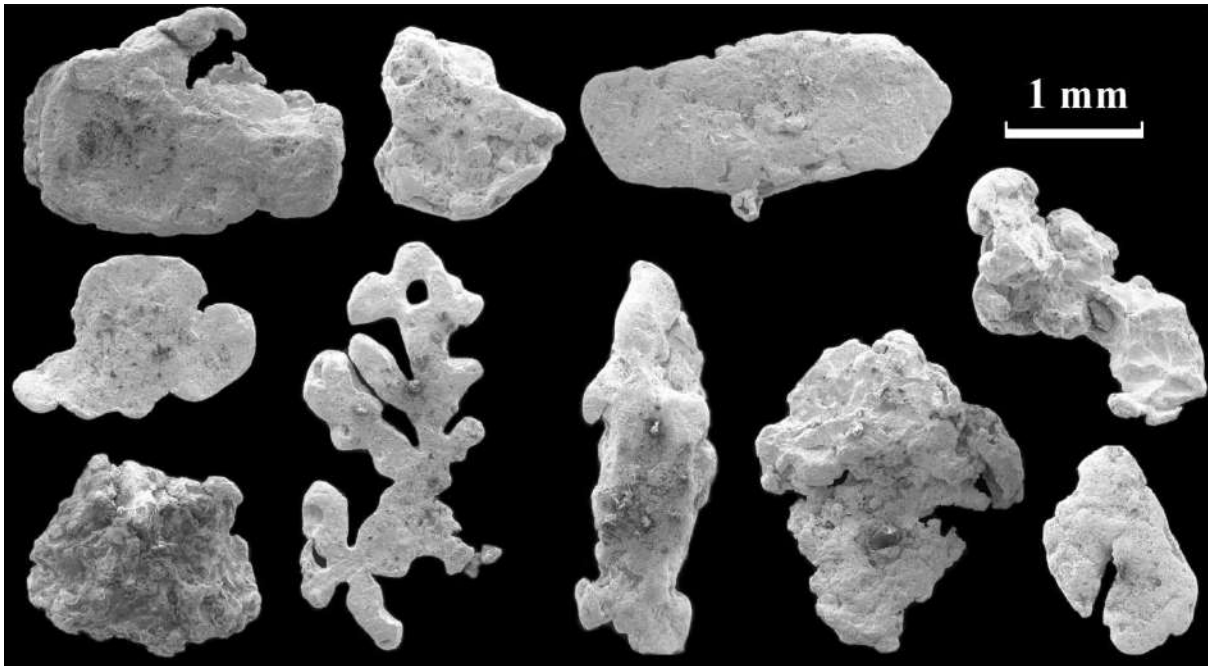


Рис. 1. Электронно-микроскопические изображения поверхности золотин из россыпей Террасовая-II.

Золото слабо окатанное, преобладают комковато-угловатые и пластинчатые формы, реже дендритовидные и скелетные, а также встречаются агрегаты с включениями вмещающих минералов (кварца, лимонита). Поверхность ямчатая, ноздреватая с многочисленными разнонаправленными царапинами и бороздами (рис. 1), отмечаются крупницы и проволоковидные образования «нового» золота, свидетельствующие о специфических условиях накопления и продолжающемся процессе вторичного минералообразования [7].

По промышленной классификации золото преимущественно среднее (III класс), большая часть зерен имеет размеры от 0,8 до 1,5 мм (рис. 2, а). Вес расситованного золота по фракциям (мм) представлен (среднее по трем профилям): +2,5 = 20 %; +1,6= 12 %; +1,0 = 17 %; +0,6 = 21 %; +0,3 = 25 %; +0,1 = 7 % (рис. 2, б). В россыпи отмечаются крупные зерна и мелкие самородки до 934 и 1412 мг, а также единичные мелкие зерна платиноидов.

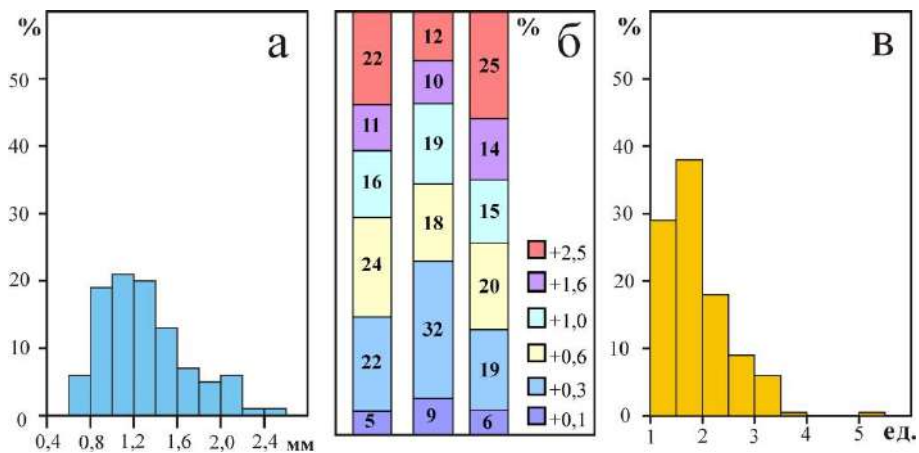


Рис. 2. Статистические гистограммы: длина (а), ситовой анализ (б), параметр формы (в) для золотин россыпи Террасовая-II.

Помимо размера и распределения веса по разным фракциям, важным источником информации о дальности переноса является параметр формы, который рассчитывается как

отношение периметра золотины к длине окружности, вписанной в неё [10, 13]. Наибольшее количество значений параметра формы, рассчитанных по 220 зернам, оказались больше 1,5 ед. (рис. 2, в), что позволяет отнести россыпь Террасовую-II (и близлежащие, имеющие схожие параметры) к россыпям ближнего сноса с незначительным механическим воздействием на золотины. Аномально большие значения параметра формы (до 5,1 ед.), больше характерные для «рудного» золота, принадлежат золотинам дендритовидной формы (рис. 1), которые схожи с подобными образованиями из Непряхинской россыпи. Здесь, в зоне развития карбонатных пород, и особенно при их пересечении разломами, плотик осложняется эрозионно-карстовыми впадинами, в которых происходит накопление как хорошо окатанного объемного золота, так и новообразованных самородков дендровидной формы, что свидетельствует о полихронности и полигенности как россыпеобразования, так и рудообразования [5].

Элементный состав золота россыпи Террасовая-II довольно однороден и сопоставим с таковым расположенных рядом россыпей Террасовая-I и III (таблица). Из анализа таблицы хорошо видно, что в них присутствует только один тип золотин со средней пробностью 775–830. Отсутствие высокопробной каймы в золотилах и минимальные расхождения между содержаниями в центральной и краевой части зерен свидетельствуют о незначительном времени нахождения в зоне гипергенеза. Элементы-примеси характерны для золота среднеглубинных орогенных месторождений [1, 9, 17, 18].

Таблица

Химический состав и пробность золотин из россыпей Террасовая-I, II и III (% вес.)

Россыпь	№ золотины	As	Se	Hg	Bi	Cu	Os	Ir	Pt	Pd	Au	Ag	Пробность
Терр.-I	22ц		0,88	0,27	0,03		0,02	0,13		0,02	79,88	18,79	810
	22к	0,09	0,82	0,17		0,08					80,13	18,79	810
	23ц	0,03	1,13				0,20	0,09			78,33	20,24	795
	23к	0,02	0,86	0,46		0,04		0,20			78,16	20,30	794
Терр.-II	24ц		1,28	0,69	0,04	0,02		0,06			76,25	21,68	779
	24к		0,85	0,16							76,76	22,23	775
	25ц		1,26	0,12		0,03	0,14	0,18			79,06	19,24	804
	25к	0,06	1,32	0,61	0,17	0,05	0,08				78,56	19,19	804
Терр.-III	26ц		1,32		0,36	0,02	0,12	0,15	0,09		80,51	17,44	822
	26к		1,21	0,39	0,06		0,15		0,16		80,48	17,55	821
	27ц	0,07	1,04	0,21		0,02	0,22	0,02	0,09		81,57	16,78	829
	27к	0,03	1,06	0,04	0,09	0,02	0,27	0,02	0,03		81,18	17,28	825

Примечание: Анализ элементного состава золотин выполнен в лаборатории «Физических методов исследования минералов» кафедры «Минералогии» МГУ на микрозонде «САМЕВАХ SX50» фирмы САМЕСА (аналитик И.А. Брызгалов). Каждая золотила анализировалась дважды, в центральную (ц) и крайнюю (к) часть, сумма элементов приведена к 100 %.

Учитывая морфологические особенности золота и развитие современной гидросети, можно предположить, что коренными источниками россыпной золотоносности Уразовского россыпного поля, и в частности россыпи Террасовая-II, являлись расположенные в зоне Главного Уральского разлома месторождения и проявления золота (Кызылташское, Пучковское, Батмакайское, Березовая Роща I и II). В них широко развита золото-сульфидная минерализация в березитизованных и окварцованных карбонатных отложениях кизильской свиты, граувакках зилаирской свиты и углеродистых сланцах поляковской толщи. Последняя протягивается на десятки километров на север, и практически на всем своем протяжении

является рудовмещающей для целого ряда золотых объектов (Сиратур, Фельшерское, Голенькие Горки, Широтная жила, Черноозерское) [14, 15] и генерирует протяженные и богатые россыпи золота (Уйскую, Балбуковскую, Шардатма и др.).

Дополнительным источником золота могли служить метаморфические комплексы северного замыкания Уралтауского мегантиклинория. К северу от рассматриваемой площади, в верховьях ручьев М. Тусту и Кургаш нами были отмечены выходы углеродисто-кремнистых отложениях уткальской свиты (RF₂ut), содержащих кварцево-жильную минерализацию и вкрапленность пирита и гематита. Кварцевые прожилки и жилы концентрируются на участках повышенного расланцевания и смятия углеродистых пород. Опробование таких окварцованных и ожелезнённых черных сланцев показало стабильное обогащение их золотом в количестве от 0,1 до 0,66 г/т и серебром до 2,6 г/т [11, 16]. В руслонном аллювии ручьев встречаются шлиховые знаки золота, а в приустьевой части р. Кургаш ранее отработывалась россыпь, из которой добыто около 35,5 кг золота [6].

Присутствие зерен платины в объектах Уразовского россыпного поля и большинства россыпей Главного Уральского разлома связывается с широким развитием здесь габбро-дунит-гарцбургитового сакмарского комплекса (vσO₁₋₂S). Повышенные содержания элементов группы платины и золота отмечались ранее и в близрасположенных медных месторождениях в габброидных массивах (Кирыбинском, Вознесенском) [4, 11], а также в хромитовых проявлениях Миндякского, Нуралинского и Таловского массивов [2, 3, 12].

Таким образом, изучение золота россыпи Террасовая-II показало, что оно представлено слабо окатанными агрегатами, комковато-угловатой и пластинчатой формы, реже встречаются дендритовидные и скелетные образования. Отмечаются крупницы и проволочковидные образования «нового» золота. По промышленной классификации золото преимущественно среднее (III класс), большая часть веса приходится на зерна размерами от 0,8 до 1,5 мм. Комплекс морфологических особенностей позволяет отнести Террасовую-II к россыпям ближнего сноса с незначительным механическим воздействием на золотины.

Основными источниками золота, по-видимому, служили золото-сульфидные и золото-кварцевые объекты, широко развитые в вулканогенно-осадочных комплексах Главного Уральского разлома и метаморфических породах северного замыкания Уралтауского мегантиклинория. Присутствие в химическом составе золотин элементов группы платины, а также находки их самостоятельных минеральных фаз в шлихах указывает на их вероятный привнос при дренировании массивов габбро-дунит-гарцбургитового сакмарского комплекса (vσO₁₋₂S).

Микрозондовый анализ золотин позволил изучить их геохимические особенности, в том числе пробность, состав элементов-примесей. Установлено, что в россыпи присутствует один тип среднепробных золотин (775–830). Элементы-примеси в них характерны для золота среднеглубинных орогенных месторождений.

Работа выполнена в рамках Государственного заказа по теме № 0246-2019-0078. Автор благодарит Г.В. Бойкова за предоставленную коллекцию золотин и И.А. Брызгалова за проведенные аналитические исследования.

Список литературы

1. Горячев Н.А. Месторождения золота в истории Земли // Геология рудных месторождений. 2019. Т. 61. №6. С. 3–18. DOI: 10.31857/S0016-77706163-18
2. Зайков В.В., Котляров В.А., Зайкова Е.В., Блинов И.А. Микровключения рудных минералов в золоте Миасской россыпной зоны (Южный Урал) как показатель коренных источников // Доклады Академии наук. 2017. Т. 476. № 6. С. 670–674. DOI: 10.7868/S0869565217300156
3. Зайков В.В., Мелекесцева И.Ю., Котляров В.А., Зайкова Е.В., Крайнев Ю.Д. Сrostки минералов ЭПГ в Миасской россыпной зоне (Южный Урал) и их коренные источники // Минералогия. 2016. № 4. С. 31–46.
4. Знаменский С.Е., Знаменская Н.М. Структурный контроль и перспективы поисков золотого оруденения в зоне Нуралино-Вознесенско-Буйдинского разлома (Южный Урал) // Георесурсы. 2016.

Т. 18. № 1. С. 14–18. DOI: 10.18599/grs.18.1.13

5. Казаков П.В. Россыпи золота в погребенном карсте Миндякской межгорной депрессии (Южный Урал) // Вестник Пермского университета. Серия: Геология. 2019. Т. 18. № 3. С. 267–275. DOI: 10.17072/psu.geol.18.3.267

6. Казаков П.В., Салихов Д.Н. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (россыпное золото). Уфа: Гилем, 2006. 288 с.

7. Осовецкий Б.М. «Новое» золото. Пермь: ПГНИУ, 2016. 115 с.

8. Осовецкий Б.М. Эволюция гранулометрического состава крупнообломочного руслового аллювия от гор к равнинам // Вестник Пермского университета. Геология. 2020. Т. 19. № 4. С. 359–371. DOI: 10.17072/psu.geol.19.4.359

9. Петровская Н.В. Самородное золото. М., Наука, 1973. 348 с.

10. Петровский В.А., Сухарев А.Е. Морфология и состав обломочного золота из отработанных россыпей Кожимского района (Полярный Урал) // Инноватика и экспертиза. 2018. Т. 3. № 24. С. 85–92.

11. Рыкус М.В., Сначёв В.И., Насибуллин Р.А., Рыкус Н.Г., Савельев Д.Е. Осадконакопление, магматизм и рудоносность северной части зоны Уралтау. Уфа: БГУ, 2002. 266 с.

12. Савельев Д.Е., Нугуманова Я.Н., Гатауллин Р.А., Сергеев С.Н. Хромититы зоны меланжа Нуралинского массива (Южный Урал) // Геологический вестник. 2019. № 1. С. 77–90. DOI: 10.31084/2619-0087/2019-1-6

13. Силаев В.И., Хазов А.Ф., Жарков В.А., Сокерин М.Ю., Филиппов В.Н. Геологическая информативность обломочного золота в современных речных отложениях (на примере Предуральского краевого прогиба) // Уральский геологический журнал. 2013. Т. 96. № 6. С. 21–32.

14. Сначёв А.В., Кузнецов Н.С., Сначёв В.И. Черноозерское проявления золота – первый объект на Южном Урале в углеродистых отложениях офиолитовой ассоциации. Доклады Академии Наук. 2011. Т. 439. № 1. С.83–85.

15. Сначёв А.В., Латыпов Ф.Ф., Сначёв В.И., Рассомахин М.А., Кошуг Д.Г., Вяткин С.В. Сиратурское месторождение золота в углеродистых отложениях офиолитовой ассоциации (Южный Урал) // Вестник Московского университета, Серия 4: Геология. 2020. № 5. С. 64–70.

16. Сначёв А.В., Рыкус М.В. Состав и возможные коренные источники золота россыпей северной части зоны Уралтау (Южный Урал) // Электронный научный журнал «Нефтегазовое дело». 2016. № 2. С. 85–104.

17. Groves D.I., Goldfarb R.J., Robert F., Hart C.J. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance // Economic Geology. 2003. Vol. 98. P. 1–29. DOI: 10.2113/gsecongeo.98.1.1

18. Lui H., Beaudoin G. Geochemical signatures in native gold derived from Au-bearing ore deposits // Ore Geology Reviews. 2021. Vol. 132. 104066. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2021.104066

Р-Т УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ ЕЛАНЧИКОВСКОГО МАССИВА (ИЛЬМЕНОГОРСКО-СЫСЕРТСКИЙ БЛОК)

В.И. Сначёв

Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа

e-mail: SAVant@inbox.ru

Еланчиковский и Чашковский массивы входят в состав еланчиковского комплекса и расположены в южной части Ильменогорской зоны (рис. 1). Согласно геолого–съёмочным работам, проведенным в 1997–2001 гг. сотрудниками ОАО «Челябинскгеосъёмка» (лист N-41-VII, Миасс, М 1:200 000), петротипом комплекса является Еланчиковский массив, который в плане имеет форму неправильного овала и занимает площадь около 20 км² с выпуклым южным и вогнутым северным контактами [2, 5]. Он залегает среди образований еланчиковской и кыштымской толщ в районе оз. Б. Еланчик. В восточном обрамлении массива развиты ордовикские шеметовские базальты [7], а также преимущественно углеродистые отложения булатовской толщи [6]. В гранитоидах отмечаются ксенолиты плагиогнейсов и амфиболитов. Контакты его полого погружаются на юг. Мощность массива в северной части 100–300 м, в южной – 1,5 км. Массив сложен биотитовыми и биотит-мусковитовыми гранитами и лейкогранитами с гнейсовидной текстурой, в составе которых: плагиоклаз (№ 13–20), решетчатый микроклин, биотит, кварц, мусковит, гранат (альмандин-спессартин), апатит, циркон, ильменит, эпидот, магнетит. Жильные породы представлены пегматитами и аплитами. В пегматитах установлены следующие акцессорные минералы: ортит, спессартин, сфен, апатит, турмалин, флюорит, ильменит, самарскит, циркон.

По данным Г.Б. Ферштатера и др. [10] еланчиковские гранитоиды резко отличаются от других кислых интрузий Ильменогорско-Сысертского блока высоким содержанием мусковита, специфическим химическим составом, развитием в ассоциации с мусковитом граната альмандин-спессартинового ряда, принадлежностью к высокоглиноземистой группе пород. Субстратом для гранитоидов Еланчиковского массива, по-видимому, были метапелиты. Его геохимические и петрографические особенности указывают на «терригенное происхождение массива».

В период с 1996 по 2000 гг. в пределах Чашковско–Еланчиковского массива Б.Н. Пермяковым [3] были проведены детальные работы, касающиеся петрологического изучения гранитоидов, стратиграфии южного замыкания Ильменогорского антиклинория, петро-геохимических особенностей пород, характера контактовых изменений вмещающих толщ, металлогенической специализации гранитоидов. В результате этих исследований были сделаны следующие важных выводы, среди которых: 1) Еланчиковский и Чашковский массивы представляют собой единое гранитоидное тело и фиксируют собой ядра гранитно-гнейсовых куполов; 2) становление Чашковско-Еланчиковского массива происходило в два этапа, первый из которых включает гранитизацию исходных метаморфических пород (амфиболитов, амфибол-биотитовых и биотитовых плагиогнейсов) с образованием линзовидно-полосчатых мигматитов и порфиروبластовых гнейсогранитов, а второй — метасоматическое преобразование и локальное плавление гранитоидов первого этапа с образованием биотитовых, мусковитовых и двуслюдяных гнейсогранитов и гранитов; 3) в контактовой зоне гранитоидных массивов с вмещающими метаморфическими породами кроме мигматизации последних возникают переходные петрографические разновидности пород, образование которых обусловлено гранитизирующими растворами; 4) гранитоиды Чашковско-Еланчиковского массива относятся преимущественно к известково-щелочному и щелочному рядам; 5) петрогеохимические особенности гранитоидов и вмещающих их пород очень близки, что указывает на унаследованность химического состава первых от субстрата.

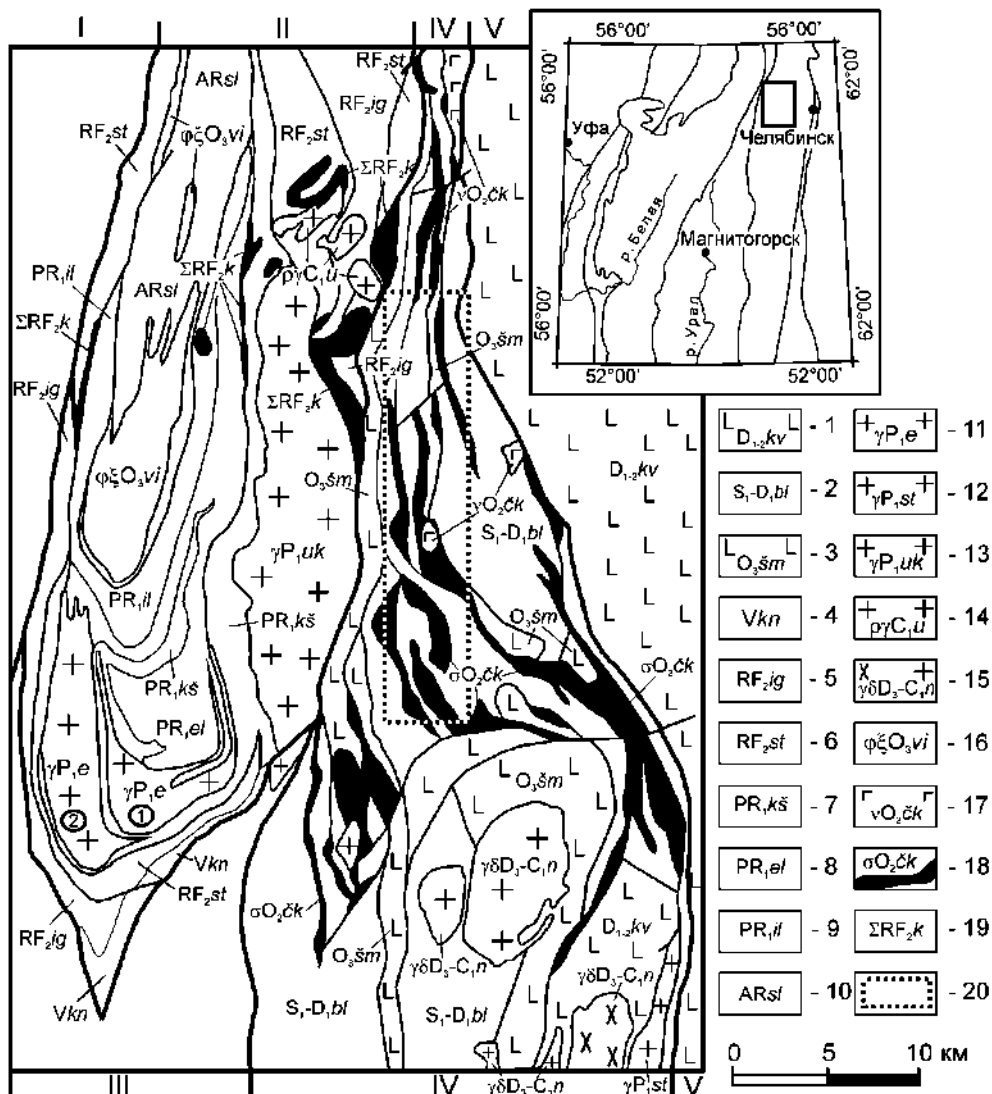


Рис. 1. Геологическая карта Ильменогорско-Сысертского мегантиклинория и восточного его обрамления [5].

Условные обозначения: 1 — кулеувская 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 — саитовская свита (плагосланцы амфиболовые, гранат-биотит-амфиболовые); 7 — кыштымская толща (амфиболиты, гнейсы гранат-биотитовые); 8 — еланчиковская толща (гнейсы биотитовые, амфибол-биотитовые); 9 — ильменогорская толща (амфиболиты, плагигнейсы биотитовые); 10 — селянкинская свита (плагигнейсы биотитовые, гранат-биотитовые); 11 — еланчиковский комплекс гранитовый; 12 — степнинский комплекс монцодиорит-граносиенит-гранитовый; 13 — увильдинско-кисегачский комплекс монцодиорит-граносиенит-гранитовый; 14 — уразбаевский комплекс тоналит-плагигранитовый; 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. Арабскими цифрами показаны гранитоидные массивы: 1 — Еланчиковский, 2 — Чашковский.

Перечисленные выше выводы, полученные Б.Н. Пермяковым [3] по Чашковско-Еланчиковскому массиву, позволяют сопоставить его с гранитоидами Кочкарского антиклинория (Восточно-Уральское поднятие), где в 80-е годы прошлого столетия В.П. Муркиным и др. (ОАО «Челябинскгеосъемка») были проведены детальные работы, включающие геологическую съемку масштаба 1:50 000 и большой объем колонкового бурения. В процессе проведенных геолого-съёмочных и научно-исследовательских работ [8] были получены практически те же выводы, которые приводятся в монографии Б.Н. Пермякова [3] по Чашковско-Еланчиковскому массиву. Ряд скважин, пробуренных по профилю от Еремкинського до Борисовского гнейсо-мигматитовых куполов (Кочкарский антиклинорий), показало наличие постепенного перехода между гранитоидами и вмещающими метаморфическими породами еремкинской толщи. Граница массивов была проведена по 50% доле в породе неосомы, что указывает на метасоматический генезис рассматриваемых гранитоидов.

С целью определения *P-T* условий образования гранитоидов Еланчиковского массива нами был использован биотит-гранатовый парагенезис, всесторонне изученный экспериментально [4, 9] и широко представленный как среди мигматитов и гнейсогранитов, так и биотитовых, мусковитовых и двуслюдяных гранитов. Составы минералов, отобранных из гнейсогранитов (обр. 766, таблица) и биотитовых гранитов (обр. 771), проанализированы И.А. Блиновым (ИМин УрО РАН, г. Миасс) на растровом электронном микроскопе Tescan Vega 3sbu с энерго-дисперсионным спектрометром Oxford Instruments X-act (ускоряющее напряжение 20 кВ, эталоны для биотита — биотит, для граната — пироп, андрадит и гроссуляр). Их формулы рассчитывались по известной методике И.Д. Борнеман-Старынкевич [1], а затем с помощью диаграммы фазового соответствия магнезиальностей парагенезиса биотит-гранат [4] получены температуры и приблизительно оценена глубина формирования пород. Следует отметить, что составы биотитов и гранатов (альмандин-спессартинового ряда) из гнейсогранитов почти ничем не отличаются от таковых из биотитовых гранитов. В гранате последних лишь немного меньше CaO (0,83–0,93% против 1,58–1,85%) и больше MnO (17,79–18,96% против 16,28–16,61%), чем в первых. При этом более марганцовистым является и биотит (1,02–1,09% MnO против 0,66–0,72%).

Обратимся к рис. 2, на котором в координатах $X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe+Mn)$ (значения мольных долей компонентов в биотите и гранате) вынесены точки составов для шести пар указанных минералов (1–3 для гнейсогранитов и 4–6 для биотитовых гранитов). Как видим, все ассоциации образуют единое поле. Температуры их образования составляют 530–560°C. Вместе с тем расчет давления по известной температуре и коэффициенту $\ln K$, где $K = X_{Mg}^{Cr} / X_{Mg}^{Bi}$ [9] оказался лишь приблизительно в силу небольшой величины $\ln K$ — около (–1,9) — (–2,0). Определенно можно только говорить о небольшой глубине становления гранитоидов Еланчиковского массива, соответствующей приповерхностной или гипабиссальной зонам (первые километры). Полученные данные по физико-химическим условиям образования пород массива позволяют сделать вывод об их метасоматической природе и исключить магматический генезис.

Таблица. Химический состав биотита (Bi), граната (Gr) и мусковита (Mu)
из гранитоидов Еланчиковского массива (мас. %)

Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	X _{Mg} ^{Bi,Gr}
Mu-1	47,18	0,51	31,97	3,97	0	0	0,88	0,38	10,03	94,92	0,29
Bi-2	35,37	2,71	17,09	21,87	0,66	0	6,02	0,22	8,39	92,33	0,32
Bi-3	36,93	2,60	17,45	22,28	0,72	0	6,13	0	8,39	94,5	0,32
Gr-1	36,99	0	21,19	23,92	16,28	1,58	0,95	0	0	100,91	0,039
Gr-2	36,65	0	21,11	23,20	16,61	1,85	0,94	0	0	100,36	0,039
Gr-3	36,50	0	21,03	23,40	16,51	1,75	1,01	0	0	100,19	0,042
Bi-4	37,89	2,65	17,84	22,11	1,05	0	6,89	0,23	8,85	97,52	0,35
Bi-5	37,29	2,82	17,65	23,70	1,09	0	6,30	0,24	8,88	97,97	0,31
Bi-6	37,75	3,49	17,57	22,41	1,02	0	7,13	0	8,98	98,35	0,35
Gr-4	36,76	0	20,73	21,92	18,96	0,93	1,08	0	0	100,40	0,044
Gr-5	36,88	0	21,09	22,15	18,87	0,83	0,96	0	0	100,79	0,041
Gr-6	36,56	0	20,84	22,32	17,79	0,92	1,22	0	0	99,64	0,052

Mu-1 – (K_{0,85}Na_{0,05})_{0,90}(Mg_{0,09}Fe_{0,22}Ti_{0,03}Al_{1,66})₂(Si_{3,15}Al_{0,85})₄[O_{9,77}(OH)_{2,23}]₁₂
 Bi-2 – (K_{0,88}Na_{0,04})_{0,92}(Mg_{0,74}Fe_{1,50}Mn_{0,05}Ti_{0,17}Al_{0,55})₃(Si_{2,90}Al_{1,10})₄O₁₀[O_{0,73}(OH)_{1,27}]₂
 Bi-3 – K_{0,85}(Mg_{0,73}Fe_{1,48}Mn_{0,05}Ti_{0,16}Al_{0,59})₃(Si_{2,95}Al_{1,05})₄O₁₀[O_{0,73}(OH)_{1,27}]₂
 Gr-1 – (Ca_{0,14}Fe_{1,62}Mg_{0,11}Mn_{1,11})_{2,98}Al_{2,02}Si₃O₁₂
 Gr-2 – (Ca_{0,16}Fe_{1,58}Mg_{0,11}Mn_{1,14})_{3,00}Al_{2,00}(Si_{2,98}Al_{0,02})₃O₁₂
 Gr-3 – (Ca_{0,15}Fe_{1,59}Mg_{0,12}Mn_{1,14})_{3,00}Al_{2,00}(Si_{2,98}Al_{0,02})₃O₁₂

Bi-4 – (K_{0,87}Na_{0,03})_{0,90}(Mg_{0,79}Fe_{1,43}Mn_{0,07}Ti_{0,15}Al_{0,55})₃(Si_{2,93}Al_{1,07})₄O₁₀[O_{0,66}(OH)_{1,34}]₂
 Bi-5 – (K_{0,88}Na_{0,04})_{0,92}(Mg_{0,73}Fe_{1,53}Mn_{0,07}Ti_{0,16}Al_{0,50})₃(Si_{2,89}Al_{1,11})₄O₁₀[O_{0,61}(OH)_{1,39}]₂
 Bi-6 – K_{0,88}(Mg_{0,81}Fe_{1,43}Mn_{0,07}Ti_{0,20}Al_{0,49})₃(Si_{2,90}Al_{1,10})₄O₁₀[O_{0,67}(OH)_{1,33}]₂
 Gr-4 – (Ca_{0,08}Fe_{1,49}Mg_{0,13}Mn_{1,31})_{3,01}Al_{1,99}Si₃O₁₂
 Gr-5 – (Ca_{0,07}Fe_{1,50}Mg_{0,12}Mn_{1,30})_{2,99}Al_{2,01}Si₃O₁₂
 Gr-6 – (Ca_{0,08}Fe_{1,53}Mg_{0,15}Mn_{1,23})_{2,99}Al_{2,01}Si₃O₁₂

Примечание: Mu-1 — (номер пробы 766, номер анализа 18469а); Bi-2 — (766, 18469b); Bi-3 — (766, 18469c); Gr-1 — (766, 18469d); Gr-2 — (766, 18469e); Gr-3 — (766, 18469f); Bi-4 — (771, 18470а); Bi-5 — (771, 18470b); Bi-6 — (771, 18470c); Gr-4 — (771, 18470e); Gr-5 — (771, 18470f); Gr-6 — (771, 18470g).

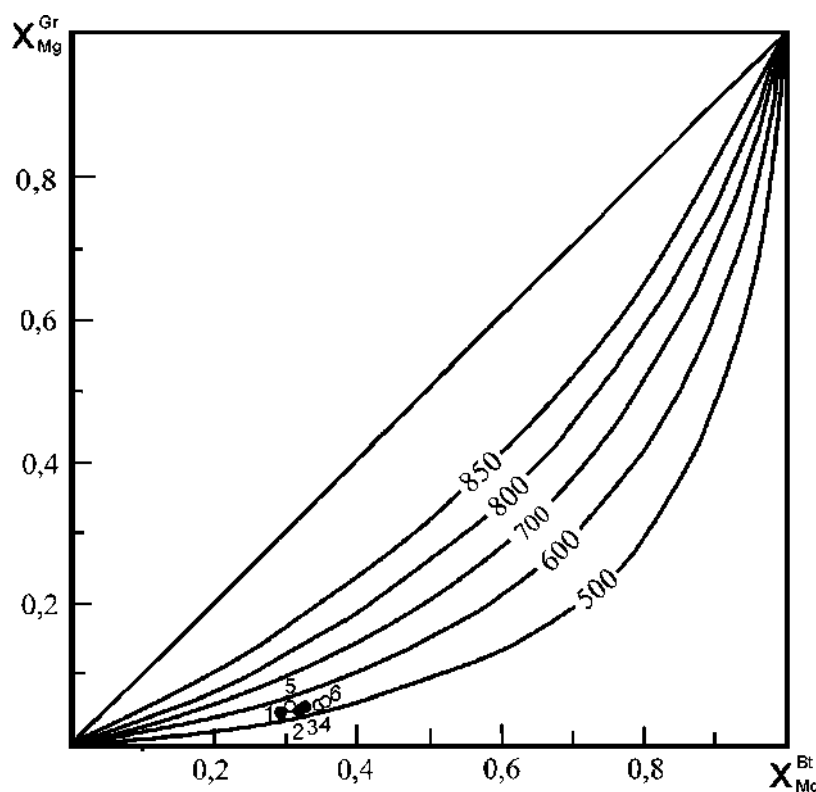


Рис. 2. Диаграмма фазового соответствия $X_{Mg}^{Gr}-X_{Mg}^{Bt}$ в гранитоидах Еланчиковского массива [9]. Номера точек (1–6) соответствуют таблице.

Таким образом, полученные по биотит-гранатовому термобарометру $P-T$ условия формирования Еланчиковского гранитоидного массива ($T = 530-560^{\circ}C$, приповерхностно-гипабиссальная зона глубинности) позволили подтвердить вывод, сделанный ранее Б.Н. Пермяковым [3], о метасоматическом происхождении мигматитов и гнейсогранитов.

Работа выполнена в рамках Государственного задания по теме № 0246-2019-0078.

Список литературы

1. Борнеман-Старынкевич И.Д. Руководство по расчёту формул минералов. М.: Наука, 1964. 224 с.
2. Князев Ю.Г., Князева О.Ю., Сначёв В.И., Жданов А.В., Каримов Т.Р., Айдаров Э.М., Масагутов Р.Х., Арсланова Э.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 // Объяснительная записка. Санкт-Петербург, 2013. 512 с.
3. Пермяков Б.Н. Чашковско-Еланчиковский мигматит-гнейсогранитный массив (Южный Урал). Научное издание. Миасс: ИГЗ УрО РАН, 2000. 187 с.
4. Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 287 с.
5. Петров В.И., Шалагинов А.Э., Пунегов Б.Н. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. 2-е изд. Серия Южноуральская. Лист N-41-VII (Миасс). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГУП «ВСЕГЕИ», 2003. 167 с.
6. Рыкус М.В., Сначёв В.И. Особенности палеозойского углеродистого осадконакопления Сысертско-Ильменогорской зоны Южного Урала // Осадочные бассейны: Закономерности строения и эволюции, минерагения. Екатеринбург. Институт геологии и геохимии. УрО РАН, 2000. С. 112–114.
7. Савельев Д.Е., Сначёв А.В., Пучков В.Н., Сначёв В.И. Петрогеохимические и геодинамические особенности формирования ордовикско-раннесилурийских базальтов восточного склона Южного Урала // Геологический сборник № 5. ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. С. 86–104.
8. Сначёв В.И., Муркин В.П. Новые данные по магматизму, метаморфизму и металлогении Кочкарской площади (Южный Урал). Препринт. Уфа: Принт, 1989. – 23 с.
9. Термо- и барометрия метаморфических пород / под редакцией В.А. Глебовицкого. Л., Наука, 1977. 207 с.
10. Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Рапопорт М.С., Осипова Т.А., Смирнов В.Н., Левин В.Я. Орогенный гранитоидный магматизм Урала. Свердловск: ИГГ УрО РАН, 1994. 250 с.

4. СОВРЕМЕННЫЕ ТЕХНОЛОГИИ ПРИ ПОИСКАХ, ОЦЕНКЕ, РАЗВЕДКЕ И РАЗРАБОТКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

THE EFFECT OF GRAVEL AND SAND CHARACTERISTICS ON CONCRETE STRENGTH

A. Zeinali¹, D. Mkhttaryan²

Институт геофизики и инженерной сейсмологии НАН РА

1-Ahmadzeinali61@yahoo.com

2-dolores.mhitaryan@yandex.ru

Abstract

Following the growing economic and industrial development. Concrete is to find a special place as building materials, as optimization of materials and components of this structural material in order to increase its durability and long service life. In this regard, suitable sand and gravel is one of the main pillars of strength and durability in concrete.

Introduction

Nowadays, concrete is considered as the most consumed composite material that human being utilizes in different structural and construction industries; its main components are sand and gravel which constitute about 70 percent of concrete volume. Since a high volume of this mineral material is used in composition, most of concrete properties follow the properties of this mineral material. For instance, strength and durability are considered as the most important properties which should be considered in concrete construction. In order to achieve these properties, sand and gravel used should be studied from different perspectives.

1) How are sources of sand and gravel produced and what are their properties

Young alluvial deposits are the main sources of sand and gravel used in construction. These deposits may be easily utilized due to their superficial vast outcrop on one side and poor coherence of particles on the other. About half of areas in our country, Iran, are covered by young and less than two million years old quaternary sediments. The origin of these sediments is different but considering this expansion, just special parts of them may provide sand and gravel required for construction.

Though sand and gravel are found together in ground surface, there is difference in their type and grading. Material grading is considered as one of the main elements influencing its strength and load bearing. Generally, it may be defined:

Sand: Angular materials produced by natural abrasion and crush of rocks with grains which pass through sieve no. 3.8 inches or 9.51 mm and almost all pass through sieve no. 4 or 4.76 mm, or all remain on sieve no. 200 mesh.

Gravel: Materials naturally produced by rock abrasion and crush which remain on sieve no. 4 or 4.76 mm and all pass through sieve 2.5 inches. In construction industry, and according to ASTM C125 and ACI 116 standards, the rock grains with diameter of about 4.75 mm or less are called gravel; and grains greater than 4.75 and 6 mm. are called pea gravel and sand, respectively[1, 4]

2) Definition of rocks existing in nature

Igneous rocks: The features of igneous rocks relate to their texture and production type. Intrusive rocks are totally crystalline or include crystalline granules; while extrusive of volcanic rocks lack crystalline granules. The strength of igneous rocks is uniform in all directions; HCl doesn't have any effect on them; they are very hard and scratch glasses.

It may generally be told that not all igneous rocks are appropriate for production of sand and gravel. The reasons include:

- Intrusive rocks: Rocks that, due to getting cold in high depths, have coarse mineral in dimensions of centimeter and more; and each mineral, while being crushed, composes a block of material, or is divided to tiny parts. By the way, all these minerals are not similar in strength and durability aspects.

Metamorphic rocks: Metamorphic rocks are produced from alterations made in primary rocks including igneous, sedimentary and even metamorphic rocks due to factors such as temperature and pressure. Metamorphic rocks have often experienced pressure and heat at least once and are very different from paving igneous rocks and sedimentary compressed rocks in their resistance bearing (strength). This is why their usage in sand and gravel decreases to zero or near zero.

A) Sedimentary rocks: Sedimentary rocks, compared to igneous and metamorphic rocks, constitute a smaller part of the earth crust; but since they are made in the earth surface, cover a vast part of continents' surface.

It may be generally stated that sedimentary rocks are those types of rocks that don't have the ability to produce sand and gravel since they are formed in a very different way from two other types of rocks [2].

The best type of sand and gravel

It is nearly impossible to determine natural sand and gravel (river material) type or quality; there may be all kinds of igneous, sedimentary and metamorphic rocks in it; but in the case of broken sand and gravel, we have more options, because when establishing sand and gravel production line, we may study mines of primary rocks and determine the type of intended sand and gravel mother rock. By the way, the best type of rock for producing sand and gravel is fine-grained rocks containing silica, because there may be minerals such as alkaline feldspar, plagioclase, dark minerals and mafic such as olivine, pyroxene, and amphibole in coarse-grained rocks that cause them to metamorphose and lose their primary features. Considering the above mentioned points, the more condensed a rock and its specific weight, the more suitable it will be for providing the sand and gravel required for concrete and road construction. Rocks chosen should be homogenous and free of earthen traces with specific weight more than 1.5 g/cm^3 . They shouldn't have any local decay and when undergoing chemical interactions of cement getting hard shouldn't exhibit any reactions or change its shape and volume or disintegrate in the case of water penetration. At the same time, water absorbed shouldn't be too little to prevent from grain cohesion. Because as everyone knows, bricks or mosaics suck water and while absorbing mortar water, attract its adhesion which penetrates in the block and makes it stick to the mortar. Now, if the adhesion property of two blocks which are to be bound together is less than standard level, mortar water and its admixture (cement, gypsum and lime) will not penetrate in the blocks to bind them together. Sand and gravel should be resistant against climatic factors such as heat, cold and freeze and also resist against abrasion, impact and other forces applied to the structure. Rocks shouldn't be contaminated by clay, mud or other fine grains and one should be careful that rocks intended for sand and gravel preparation should be free from gypsum, anhydrite, and all sulfates and salts since they have adverse effects on the steel in concrete and such rocks shouldn't be used in reinforced concrete structures [3].

Existing standards for sand and gravel:

Iran sand standard for concrete and reinforced concrete no. 300,

Iran fine grained rock material standards for concrete and reinforced concrete no. 302

According to standard no.302 of Iran, experiment results should follow the limits mentioned in tables 1, 2.[1].

Table 1. Fine grains grading criteria

Sieve (specifications of E11)	Passing percentage
9.5 mm ($\frac{3}{8}$ inch)	100
4.75 Mm (no.4)	100 - 95
4.75 mm (no.8)	100 - 80
1.18 mm (no.16)	85 - 80
600 micron (no.30)	60 - 25
300 micron (no.50)	30 - 10
150 micron (no.100)	20 - 10

Table 2. Grading criteria for coarse-grained material Conclusion

Size no.	Nominal size of sieves with square openings	Finer sizes of each laboratory sieve (square openings) (according to weight percentage)													
		100 mm	90 mm	75 mm	63 mm	50 mm	37.5 mm	25.0 mm	19.0 mm	12.5 mm	9.5 mm	4.75 mm	2.36 mm	1.18 mm	
1	90-37.5 mm	100	90-100	-	25-60	-	0-15	-	0-5	-	-	-	-	-	
2	63=37.5 mm	-	-	100	90-100	30-70	0-15	-	0-5	-	-	-	-	-	
3	50-25.0 mm	-	-	-	100	90-100	35-70	0-15	-	0-5	-	-	-	-	
357	50-4.75 mm	-	-	-	100	95-100	-	35-70	-	10-30	-	0-5	-	-	
4	37.5-19.0 mm	-	-	-	-	100	90-100	20-55	0-10	-	0-5	-	-	-	
467	37.5-4.75 mm	-	-	-	-	100	90-100	-	10-40	-	10-30	0-5	-	-	
5	25.0-12.5 mm	-	-	-	-	-	100	90-100	25-60	0-10	0-5	-	-	-	
56	25.0-9.5 mm	-	-	-	-	-	100	90-100	20-55	10-40	0-15	0-5	-	-	
57	25.0-4.75 mm	-	-	-	-	-	100	95-100	-	25-60	-	0-10	0-5	-	
6	19.0-9.5 mm	-	-	-	-	-	-	100	90-100	20-55	0-15	0-5	-	-	
67	19.0-4.75 mm	-	-	-	-	-	-	100	90-100	-	20-55	0-10	0-5	-	
7	12.5-4.75 mm	-	-	-	-	-	-	-	100	90-100	40-70	0-15	0-5	-	
8	9.5-2.36 mm	-	-	-	-	-	-	-	-	100	85-100	10-30	0-10	0-5	

Considering the abovementioned points, sand and gravel used in construction industry is exploited in two ways:

A) From river alluvium, these materials are produced from gravels carried by rivers and left in their course. Sand and gravel obtained from this material are generally soft and rounded. Gravel is used after washing and sieving. Sources of natural sand and gravel include river, glaciers, debris cone, and wind deposits. The main sources of sand and gravel deposition are river bed sediments (river alluviums). Mountain sand and gravel (mountain composites), compared to river materials, require more washing in order to have standard soil particles.

B) From rock outcrop. As it was explained above, from three types of rocks existing in nature, i.e. igneous, sedimentary and metamorphic rocks, just sedimentary and igneous rocks may be used for producing sand and gravel. From all metamorphic rocks, some parts of igneous rocks including dark minerals, different types of feldspar and a main part of clayish rocks are not suitable for producing sand and gravel.

References

1. Ramezaniapour, A., Ghodousi, p., Ganjhan, A., (1385), Microstructure, Properties & Concrete components (Advanced concrete technology), Amirkabir University Press (Tehran Polytechnic), second edition.
2. Das. Braja M 1995 Principles of geotechnical engineering:2nd ed.Symposium on Mineral Aggregates, ASTM STP83, Amerrican Society for Testing and Materials, Philadelphia, 1948.
3. Zeinali, A., What is concrete “cancer” and how it is originated, 2015, scientific papers of national university of architecture & construction of Armenia,
- 4 . Stark, David,and klieger, Paul, Effect of Maximum Size of Coarse Aggregate on D-Cracking in Concrete Pavements, Reseach and Development Bulletine RDO23P,Portland Cement Association, 1974.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВИДА КОРРЕЛЯЦИОННОЙ СВЯЗИ МЕЖДУ ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ И ГЕОХИМИЧЕСКИМИ ПАРАМЕТРАМИ

К.А. Карапетян, А.З. Чилингарян, Г.А. Мкртчян, Т.А. Чилингарян
Институт геофизики и инженерной сейсмологии НАН РА
3115, Гюмри, ул. В.Саргсяна, 5, Республика Армения
e-mail: Kara.Karapetyan@gmail.com

Для целенаправленного ведения геологоразведочных работ очень важно знать факторы, влияющие на размещение в недрах полезных ископаемых – химический и минералогический составы вмещающих пород, их физико-механические свойства, элементы залегания рудовмещающих структур и т.д. Изучение связей между составом пород и их физическими свойствами – магнитностью, электропроводностью, плотностью, естественной радиоактивностью и т.п., позволяет выбрать наиболее информативные геофизические методы для геологического картирования и поисков полезных ископаемых.

Для решения задачи выявления, прослеживания и оконтуривания рудных зон на Анкадзорском месторождении меди применялся комплекс геофизических исследований методами вызванной поляризации (ВП), естественного электрического поля (ЕП), сопротивлений, электромагнитного профилирования (ЭМП), гравиразведки и геохимии.

Исследования, в основном, проводились в подземном варианте, на горизонтах штолен 52, 4 и 53 (рис.1).

Цель представленной работы выявить статистические связи между геофизическим параметром удельного электрического сопротивления (ρ_k) и содержанием меди (Cu%), наблюдаемых на горизонтах штолен 52, 4 и 53.

На Анкадзорском рудном поле наибольшим распространением пользуются плагиоклазовые порфириты, их туфы и туфобрекчии, которые являются основными рудовмещающими породами. В отдельных местах они гидротермально изменены и по величине удельного электрического сопротивления разделяются на две группы:

- а) массивные и малоизмененные плагиоклазовые порфириты, у которых удельное электрическое сопротивление колеблется в интервале 300-2500 ом·м:
- б) гидротермально измененные порфириты, у которых ρ колеблется в интервале 60-400 ом·м.

Рудные жилы по составу разделяются на два типа: кварц-медно-серноколчеданные и брекчиевидные медно-колчеданные. Жилы первого типа представляют собой тела с более или менее четким контактом. Брекчиевидные сульфидные жилы приурочены к пологопадающим сбросовым зонам и состоят из обломков окварцованных пород, сцементированных рудным веществом. Границы с вмещающими породами нечеткие.

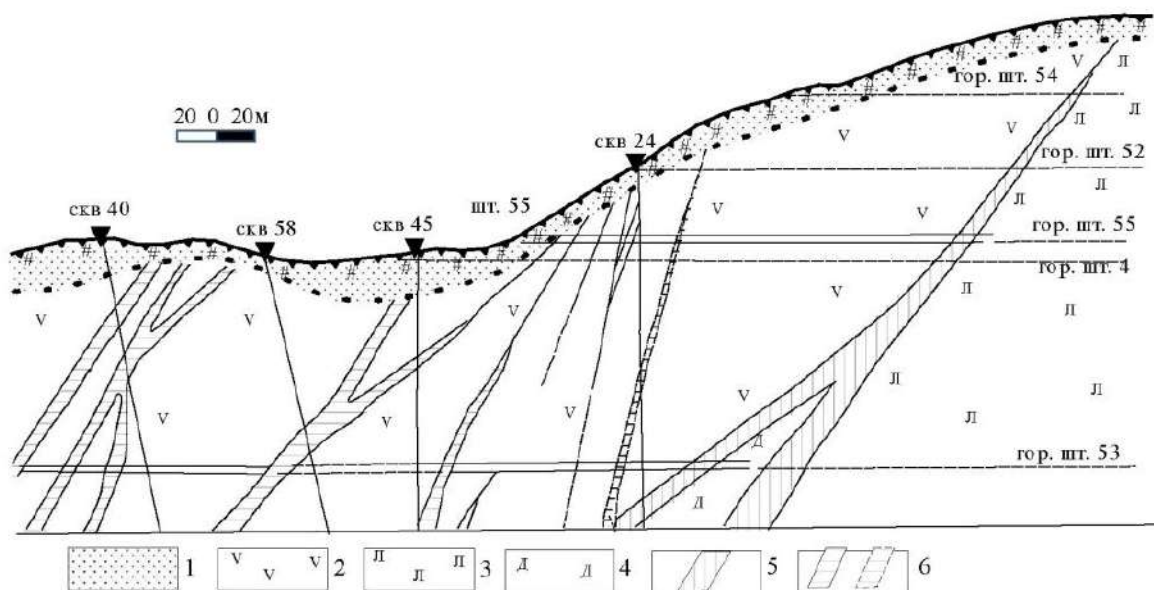


Рис.1. Геологический разрез Анкадзорского месторождения меди (Армения).

1 – аллювиально-деллювиальные отложения; 2 – порфириты; 3 – липариты;
4 – дациты; 5 – тектонические нарушения; 6 – рудные тела.

Прожилково-вкрапленное оруденение месторождения имеет широкое распространение. Оно обычно сопровождает рудные жилы и с вмещающими породами четких контактов не образует. По удельному электрическому сопротивлению рудные жилы характеризуются достаточно пониженными значениями, особенно продольное сопротивление ($\rho_{\ell} = 2 \div 60 \text{ ом} \cdot \text{м}$), а поперечное сопротивление достигает $60 \div 300 \text{ ом} \cdot \text{м}$, как у гидротермально измененных порфиритов (Бадалян С.В. и др., 1989; Геворкян Г.М, Гольденберг Г.И., 1972).

Для решения задачи выявления и изучения первичных ореолов медно-колчеданного оруденения на Анкадзорском месторождении проводилось геохимическое опробование подземных горных выработок на горизонтах штолен 52, 4 и 53. Сущность геохимических исследований рудных месторождений заключается в выявлении особенностей первичных геохимических ореолов вокруг рудных зон, интерпретации геохимических аномалий и их использовании при поисках. После установления величины местного геохимического фона и минимально аномального содержания, составлены геохимические планы изоконцентраты химических элементов. Геохимическое опробование проводилось по стенкам квершлаггов, рассечек и ортов путем отбора из интервала опробования и объединения в одну пробу 5-6 мелких сколков породы, равномерно распределенных по интервалу опробования. Вес такой объединенной пробы составляет 150-200г., шаг опробования- 5 метров (Grunsky E. С., P. de Caritat, 2020).

В результате проведенных исследований выявлено, что на горизонте штольни 52 медь образует сплошной ореол, охватывающий рудные зоны и вмещающие гидротермально измененные породы. Первичные ореолы меди оконтурены по содержаниям 0,005-0,01%, 0,01-0,1% и больше 0,1

На горизонте штольни 4 содержание меди варьирует от 0,005 до 0,6%. Следует отметить, что ореолы меди по размерам существенно превосходят размеры ореолов меди горизонта штольни 52.

В первичных ореолах горизонта штольни 53 медь присутствует во всех пробах, но не столько интенсивно, как на верхних горизонтах. Медь образует отдельные лентовидные ореолы с минимально- аномальными и аномальными содержаниями вокруг рудных зон, в отличие от верхних горизонтов, где были зафиксированы сплошные ореолы.

Как известно, на промышленных типах месторождений меди в добываемых рудах содержание меди составляет 0,4—5%; в богатых рудах более 2 %, в средних 1—2 % и в бедных менее 1 % (Яковлев, 1986).

Как отмечалось выше, целью работ является выявление статистических связей между параметром удельного электрического сопротивления (ρ_k) и содержанием меди (Cu) на исследуемой территории. В качестве примера выбраны данные наблюдений по горизонту штольни 4, так как содержание меди в ореолах наибольшее.

Задача совместного исследования двух признаков сводится к выявлению их стохастической сопряженности. При наличии такой сопряженности можно обосновать прогноз тех пределов, в которых содержится искомая случайная величина, если сопряженная с ней величина принимает определенное значение. Основными числовыми характеристиками двумерного распределения случайных величин X и Y являются показатели их связи: ковариация или момент связи (Каждан, Гуськов, 1991; Иванова и др., 1975; Morrison D.F., 1967; Grunsky E. C., P. de Caritat, 2017)

$$\text{cov}(xy) = M[(x - M_x)(y - M_y)] = M[(\bar{x}_y - M_{\bar{x}})(\bar{y}_x - M_{\bar{y}})] \quad (1),$$

коэффициент корреляции-

$$\rho = \frac{\text{cov}(x;y)}{\sigma_x \sigma_y}$$

или

$$r = \frac{\sum_{xy} x y m_{xy} - \sum_x x m_x \sum_y y m_y / \sum_{xy} m_{xy}}{\sum_{xy} m_{xy} S_x S_y} \quad (2),$$

корреляционное отношение $\eta_{y/x} = \frac{\sigma_{\bar{y}_x}}{\sigma_y}$, $\eta_{x/y} = \frac{\sigma_{\bar{x}_y}}{\sigma_x}$.

Проверка гипотезы о наличии корреляционной связи обычно основано на том, что для двумерной нормально распределенной случайной величины XY при отсутствии корреляции между X и Y коэффициент корреляции и корреляционное отношение равны нулю (Kendall M.G., Stuart A., 1966 ; Krumbain W.S., Kauffman M.E., McCammon R.B., 1969; Hron, Templ M., Filzmoser P., 2010).

В нашей работе коэффициент корреляции вычислен по формуле (3)

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{n \sigma_x \sigma_y} \quad (3),$$

где \bar{x} и \bar{y} - средние значения случайных величин X и Y ;

σ_x и σ_y - среднеквадратические отклонения;

n - количество сравниваемых пар значений.

В результате исследований вычислен коэффициент корреляции между параметрами кажущегося электрического сопротивления (ρ_k) и содержанием меди Cu(%) по данным наблюдений на горизонте штольни 4. В данном случае $r = -0,78$.

Значение r показывает, что корреляционная связь между исследуемыми параметрами существенна и она обратная.

На рисунке 2 представлены корреляционное поле значений $X(\rho_k)$ и $Y(\text{Cu})$, а также кривая регрессии для X и Y (4)

$$y = 2,05 e^{-x} \quad (4),$$

т. е. вид корреляционной связи между вышеуказанными параметрами экспоненциальная.

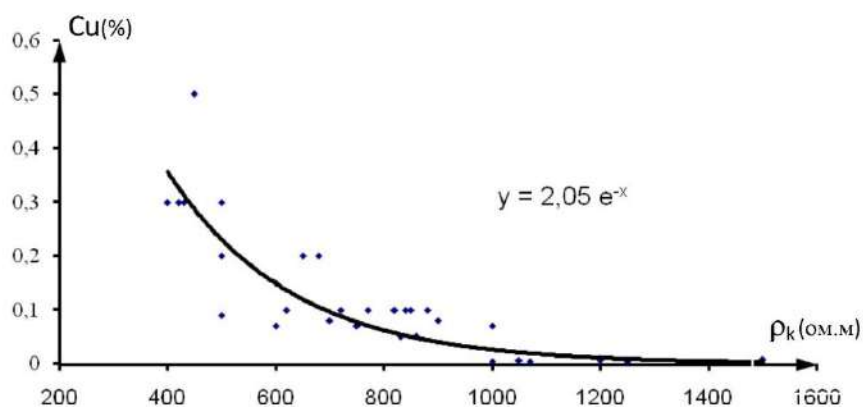


Рис. 2. Корреляционное поле точек и кривая регрессии для значений кажущегося электрического сопротивления (ρ_k) и содержания меди (Cu) по горизонту штольни 4 Анкадзорского месторождения меди.

Рассчитана также величина достоверности аппроксимации: $R^2 = 0,77$.

Анализируя результаты статистической обработки данных наблюдений кажущегося электрического сопротивления ρ_k и содержанием меди Cu (%) по горизонту штольни 4 можно сделать следующие выводы:

- по данным наблюдений на горизонте штольни 4 между параметрами кажущегося электрического сопротивления ρ_k (Ом·м) и содержанием меди Cu(%)коэффициента корреляции $r = -0,78$. Значение r показывает, что корреляционная связь между указанными параметрами существенна и эта связь обратная. Вид корреляционной связи между вышеуказанными параметрами экспоненциальная, а уравнение регрессии имеет вид $y = 2,05 e^{-x}$.

- Проверка гипотез о наличии корреляционной связи между параметрами кажущегося электрического сопротивления ρ_k (Ом·м) и содержанием меди Cu(%) позволяет оценить роль каждого из них и наметить участки, наиболее благоприятные для локализации оруденения.

- При проведении работ по поиску и разведке медных руд, зная пределы изменения параметра кажущегося электрического сопротивления ρ_k (Ом·м) можно обосновать прогноз пределов параметра содержанием меди Cu(%).

Список литературы

1. Бадалян С.В., Безирганов Б.Г., Чилингарян А.З., Гареян Г.Р. Комплексирование подземных геофизических и геохимических методов при оценке перспектив рудоносности месторождений на глубину. Поляризационные электроразведочные методы. Изд. АН Армянской ССР, Ереван, 1989, с. 141-158
2. Геворкян Г.М, Гольденберг Г.И. О геологическом строении и перспективах медного оруденения Анкадзорского рудного поля. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1972, N1, с. 57-67
3. Иванова В.Н., Калинина В.Н., Нешумова Л.А., Решетникова И.О. Математическая статистика, М., «Высшая школа», 1975, 398 с.
4. Каждан А.Б., Гуськов О.И. Математические методы в геологии, М., Недра, 1991, 251 с.
5. Яковлев П.Д. Промышленные типы рудных месторождений. Учебное пособие для вузов, 1986, 287с.
6. Grunsky, E.C., and P.de Caritat, Advances in the Use of Geochemical Data for Mineral Exploration Journal of Geochemical Exploration, 2017, 145, pp 441-456
7. Grunsky E. C., P. de Caritat State-of-the-art analysis of geochemical data for mineral exploration Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis, 2020, 20 (2): 217–232.
<https://doi.org/10.1144/geochem2019-031>

8. Hron, K., Templ M., Filzmoser P., Imputation of missing values for compositional data using classical and robust methods: *Computational Statistics and Data Analysis*, 2010, 54, 3095-3107.
9. Kendall M.G., Stuart A. *The advanced theory of statistics*. Hafner Publ. Co., New York, 1966, 552 p.
10. Krumbain W.S., Kauffman M.E., McCammon R.B. *Models of geologic Processes*. American geological institute, Washington, D.C., 1969, 153 p.

НОВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО ДЕВОНУ МАГНИТОГОРСКОЙ ЗОНЫ ЮЖНОГО УРАЛА

Д.А. Махмутова

Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, 450077, г.

Уфа, ул. К. Маркса, 16/2

e-mail: dilara.maxmutova@mail.ru

Введение

Южно-уральские породы девонского возраста представляют собой большой интерес для палеомагнитологов, так как в девонское время геомагнитное поле отличалось невысокой интенсивностью и, возможно, преимущественно мультипольным характером [6], в результате чего надежных палеомагнитных данных по этому возрастному интервалу не только на Южном Урале, но и в целом в мире явно недостаточно.

На основании ранее проведенных в лаборатории геофизики ИГ УФИЦ РАН исследований был сделан предварительный вывод о том, что Магнитогорская островная дуга была близко расположена к восточной окраине Восточно-Европейского континента уже на рубеже нижнего и среднего девона. Однако недостаточное количество данных предполагало дальнейшее палеомагнитное изучение региона.

Кроме того, ранее не было ни одного надежного палеомагнитного определения для девона Северной части Вознесенско-Присакмарской зоны.

Целью исследования было получение новых палеомагнитных данных по рубежу нижнего и среднего девона Северной части Вознесенско-Присакмарской зоны и сравнение их с ранее полученными в лаборатории результатами по Южной части Западно-Магнитогорской зоны.

Геология

Магнитогорский палеовулканический пояс – это сохранившаяся часть Магнитогорской островной дуги, относительно слабо деформированная. Данная структура описывается как синформа, осложненная, чаще всего открытыми надвигами и складками.

По результатам палеовулканогеологических реконструкций [1, 4] в Магнитогорской острово-дужной системе (с запада на восток) выделяются следующие зоны и подзоны:

— Вознесенско-Присакмарская зона серпентинитового меланжа, представляющая фрагмент полигенной аккреционной призм, включающей реликты фронтальной островной дуги и глубоководного желоба с блоками серпентинитов, океанических базальтов (O_2-S_1), островодужных (D_{1-3}) и коллизионных (C_{1-2}) интрузивных тел и фрагментов островодужных вулканических комплексов (D_1-D_3).

— в Западно-Магнитогорской зоне (ЗМЗ) выделены представительные фрагменты фронтальной островной дуги, сложенной вулканитами баймак-бурибаевской (D_{1e2}) свиты и развитой островной дуги, представленной вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами ирендыкской свиты (D_{2ef1}). На востоке к вулканической зоне развитой островной дуги причленяется область субщелочного кислого и основного вулканизма, фиксирующая западный край тыловой островной дуги. К реликту тыловой островной дуги с востока, частично перекрывая, примыкает ярлыкаповская свита сургучно-красных яшмоидов (D_{2ef2}) и одновозрастная ей вулканогенная эффузивная базальт-риолитовая карамалыташская свита (D_{2ef2}), представляющая собой фацию ярлыкаповской свиты. Базальты карамалыташской свиты выполняют зону внутридугового спрединга, которая прослежена на 700 км с севера Магнитогорского мегасинклинория до урочища Шуулдак в южных Мугоджарах.

— Центрально-Магнитогорская зона, которая сложена вулканитами раннего карбона, известняками и интрузивными породами C_{1-2} и вложена в синклинорную структуру, образованную вулканитами карамалыташской и кремнистыми породами ярлыкаповской свит.

— Восточно-Магнитогорская зона (ВМЗ), представляющая восточное крыло Магнитогорского мегасинклиория, сложена вулканитами верхнего девона (D_{3f-fm}), среднего девона ($D_{2\check{z}v} - D_{2ef_2}$) и нижнего девона (D_{1e_2} и D_{1e_1}); нижнедевонские отложения представлены субокеаническими пиллоу-базальтами киембаевской свиты (D_{1e_2}), трахибазальтами джайлганского комплекса, вместе с вулканогенно-осадочными и метаморфическими породами тюлькубайской толщи ($D_{1?}$) подстилающими киембаевскую свиту.

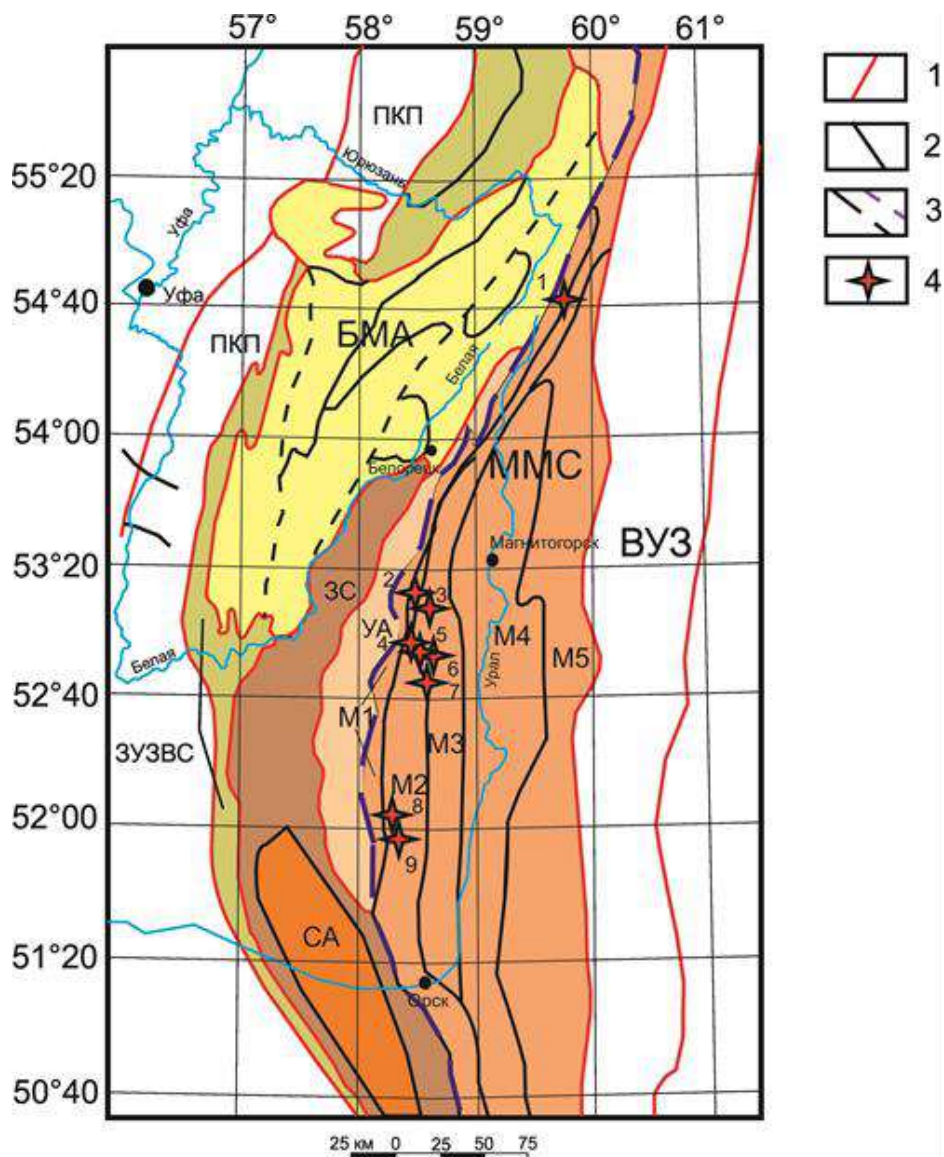


Рис. 1. Упрощенная структурно-тектоническая карта Южного Урала с указанием точек отбора образцов [2].

Условные обозначения и сокращения: 1) граница между структурами 1 порядка; 2) граница между структурами 2 порядка; 3) крупнейшие тектонические разломы; 4) опробованные разрезы: 1 – Абзаково, Шарипово; 2 – Кулукасовская мельница, Байдаган, Ярлыкапово; 3 – Юлдашево, Таксырово; 4 – Мустаево; 5 – Траташ; 6 – Бугалгор; 7 – Карагайлы; 8 – Хворостянка; 9 – Шанхай; ПКП - Предуральский краевой прогиб, ЗУЗВС - Западно-Уральская зона внешней складчатости; БМА - Башкирский мегантиклинорий; ЗС - Зилаирский синклиорий; ММС - Магнитогорский мегасинклиорий; М1 - Вознесенско-Присакмарская зона; М2, М3 – Западно-Магнитогорская зона: М2 - Ирэндыкская подзона; М3 - Кизило-Уртазымская подзона; М4 - Центрально-Магнитогорская зона; М5 - Восточно-Магнитогорская зона; ВУЗ - Восточно-Уральская зона.

Методика исследований

С целью получения новых палеомагнитных данных по отложениям девонского возраста было проведено изучение вулканогенных и осадочных образований на двух разрезах «Абзаково» и «Шарипово».

Всего было отобрано порядка 50 образцов базальтов и яшмоидов ранне-среднедевонского возраста, сгруппированных в 6 сайтов. Образцы были подвергнуты детальной температурной чистке до 700°C. Далее были построены диаграммы Зийдервельда и выполнен компонентный анализ с помощью пакета программ Р. Энкина [5].

Результаты исследований

После интерпретации и обработке данных были получены следующие результаты.

Стоит отметить, что из 6 изученных сайтов, интерпретируемые результаты удалось получить только по 3.

На диаграммах Зийдервельда (рис.2) и кривых терморазмагничивания выделяются как магнетитовая, так и гематитовая высокотемпературные компоненты, о чем говорит линии размагничивания, спадающие в начало координат при температурах 580 °С или 680 °С.

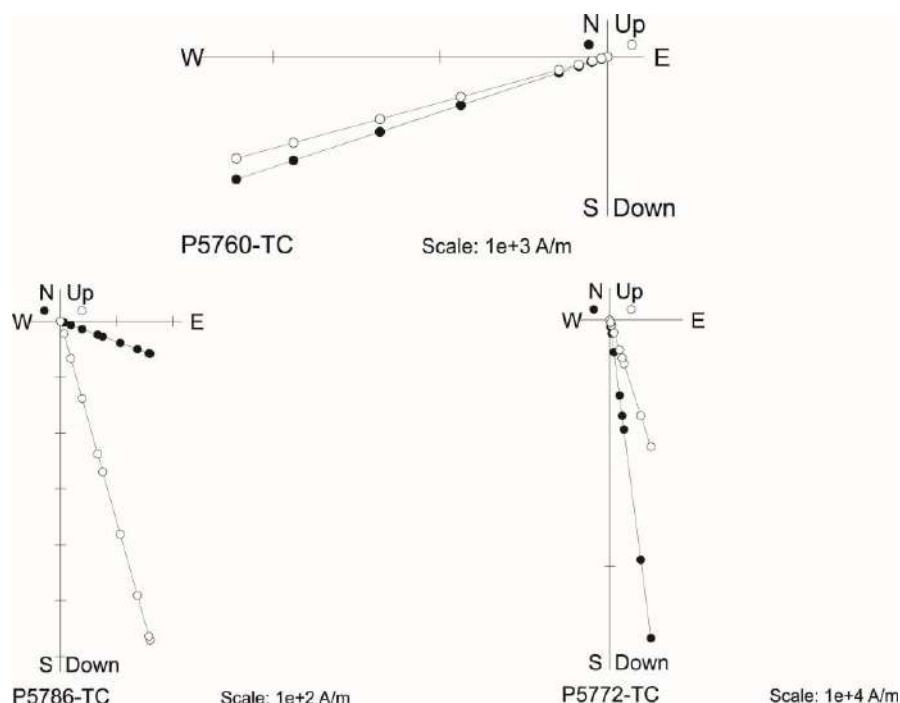


Рис. 2. Примеры диаграмм Зийдервельда для изученных девонских образцов в древней системе координат

Ранее в лаборатории было проведено опробование на таких разрезах, как Ярлыкапово, Таксырово, Бугалгор, Карагайла, Траташ и Аскырсак в Западно-Магнитогорской зоне. Для дополнения полученных ранее данных на стереограмму были нанесены результаты, полученные на разрезах Абзаково и Шарипово. Эти точки соответствуют ранее полученным результатам. Среднее по 16 изученным сайтам направление ВТК намагниченности значительно лучше группируется в древней системе координат. Общее среднее направление по этим сайтам в древней системе координат составляет $D = 262,6^\circ$, $I = 2,6^\circ$, $k = 20,3$, $\alpha_{95} = 8,4^\circ$, что неплохо согласуется с результатами ранее проведенных исследований девонских пород Западно-Магнитогорской зоны [3]. Положение палеополуса, вычисленное по этим данным, находится на близком расстоянии от кривой кажущейся миграции полюса палеоконтинента Балтика в интервале 440-390 млн. лет назад.

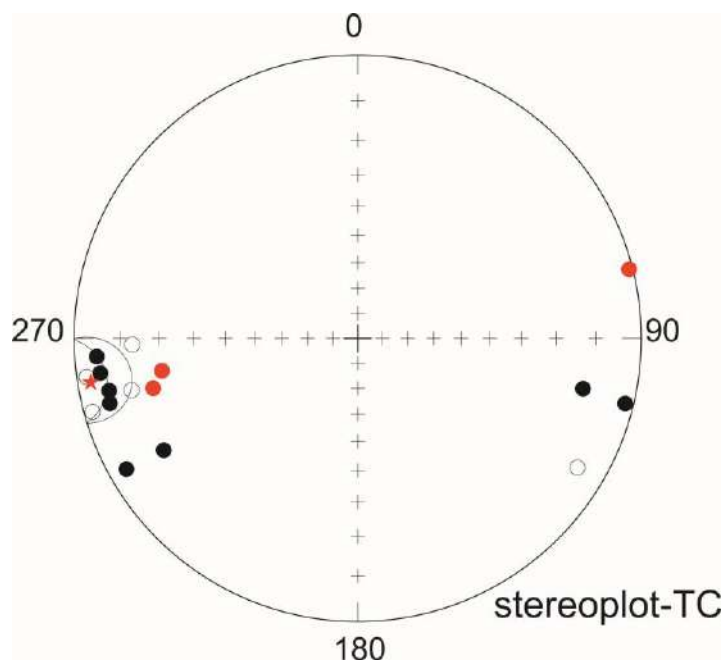


Рис. 3. Направления высокотемпературной компоненты намагниченности (ВТК) изученных девонских разрезов в современной и древней системе координат. Прим.: красные точки показывают данные по разрезам Абзаково и Шарипово, красная звезда с овалом доверия показывает среднее направление по разрезам.

Выводы

Новые палеомагнитные данные по породам ранне-среднедевонского возраста Западной части Магнитогорского мегасинклиория дополняют результаты предыдущих исследований.

Получены на мой взгляд надежные палеомагнитные направления, которые можно использовать для палеотектонических реконструкций.

Список литературы

1. Вулканизм Южного Урала / И.Б. Серавкин, А.М. Косарев, Д.Н. Салихов, С.Е. Знаменский, З.И. Родичева, М.В. Рыкус, В.И. Сначев. – М.: Наука, 1992. – 197 с.
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-я Межрегиональная научно-практическая конференция, Уфа, 21–23 мая 2018 г. – Спб: Свое издательство, 2018. С. 85-93.
3. Данукалов К.Н., Голованова И.В., Косарев А.М., Сальманова Р.Ю., Парфирьев Н.П. Новые палеомагнитные данные по девону Восточного склона Южного Урала // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: 13-я Межрегиональная научно-практическая конференция, Уфа, 20-22 мая 2020 г. – Уфа: Мир печати, 2020. С. 38 – 42.
4. Косарев А.М., Серавкин И.Б., Холоднов В.В. Геодинамические и петролого-геохимические аспекты зональности Магнитогорской колчеданоносной мегазоны на Южном Урале // Литосфера. – 2014. – № 2. – С. 3–25.
5. Enkin R.I. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. Pacific Geoscience Centre. – Geological Survey of Canada, 1994. – 16 p
6. Shcherbakova V.V., Biggin A., Veselovskiy R.V., Shatsillo A.V., Hawkins L.M.A., Shcherbakov V.P., Zhidkov G.V. Was the Devonian geomagnetic field dipolar or multipolar? Palaeointensity studies of Devonian igneous rocks from the Minusa Basin (Siberia) and the Kola Peninsula dykes, Russia // Geophys. J. Int. – 2017. – V. 209. – P. 1265–1286.

ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССА РАЗРАБОТКИ НЕФТЯНЫХ ОТОРОЧЕК НЕФТЕГАЗОКОНДЕНСАТНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Р.М. Мурзаков

Башкирский государственный университет, Уфа

e-mail: rifat.murzakov@yandex.ru

В настоящее время происходят значительные изменения в структуре разрабатываемых нефтегазовыми компаниями запасов, в первую очередь Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции (далее ЗСНПП). Ввиду снижения добычи нефти в традиционных регионах, на зрелых месторождениях [5], нефтяные компании вынуждены искать пути поддержания стабильной добычи нефти. Такими путями являются освоение новых регионов добычи как на Востоке, так и на Севере страны, разработка мелких месторождений, вовлечение в разработку трудноизвлекаемых запасов. Одним из таких направлений становится разработка нефтяных оторочек нефтегазоконденсатных залежей, возрастание числа и значимости которых связано с увеличением глубин осваиваемых залежей и выходом в Восточную Сибирь и на Западную Сибирь [2]. Так, только на балансе группы «Газпром» находятся более 35 нефтегазоконденсатных месторождений с совокупными извлекаемыми запасами, превышающими 4,9 млрд.т. [3]. По данным ГеоКИН, потенциал применения (по России*): 315 месторождений, 28,7 млрд. т геологических запасов нефти, 7,0 млрд. т извлекаемых запасов нефти. По информации компании «Газпром нефть», в подгазовых нефтяных залежах компании содержатся 542 млн. т. запасов нефти, из которых 300 млн. т. могут быть добыты традиционными технологиями, а для добычи остальных необходима новые технологические подходы [1].

Опыт разработки нефтегазовых залежей различных провинций показывает, что при извлечении нефтяных оторочек возможно достижение как очень высокого (84% - месторождение Хоукинс, США), так и очень низкого (8 % - месторождение Степновское, РФ) коэффициента извлечения нефти (рисунок 1).

Этот показатель зависит от большого количества факторов, основными из которых являются геолого-физические и технологические [4,6].

К геолого-физическим факторам относят: мощность нефтяной оторочки, проницаемость, геологическую неоднородность коллектора, величину насыщенных пластов, величины капиллярных давлений, размеры переходной зоны, размер газовой шапки, активность аквифера, параметры залегания пласта, вязкость нефти, давление пласта, температуру пласта.

В работе рассматриваются особенности соотношения свойств нефтяной оторочки газоконденсатной залежи на примере Уренгойского месторождения Надым-Пурской НГО. Сенюман-неокомских толщ сложены песчаниками и алевролитами с тонкими глинистыми прослойками, цементированные глинистым и карбонатным веществами. Покрышкой пород-коллекторов сенюманских (45-81 м.) отложений являются глины кузнецовской свиты, а для неокомских отложений являются глины покурской свиты (до 100м). Пластовое давление в нефтегазоконденсатных залежах сенюман-неокомских отложений изменяется от 12 до 30 МПа. Средняя температура пласта сенюманской залежи около 30°C, а неокомской выше — около 75°C.

Ачимовские отложения представлены песчаниками с прослойками алевролитов и аргиллитов. Наиболее продуктивными в данной группе являются резервуары, приуроченные к песчаникам с прослойками алевролитов и аргиллитов Ач₃₋₅. На многих скважинах при различных режимах средний дебит газа и газоконденсата изменяется от 310 до 405 тысяч м³ в сутки. Ачимовская свита характеризуется достаточно высокими значениями температур (около 106°C) и давлениями (около 60 МПа).

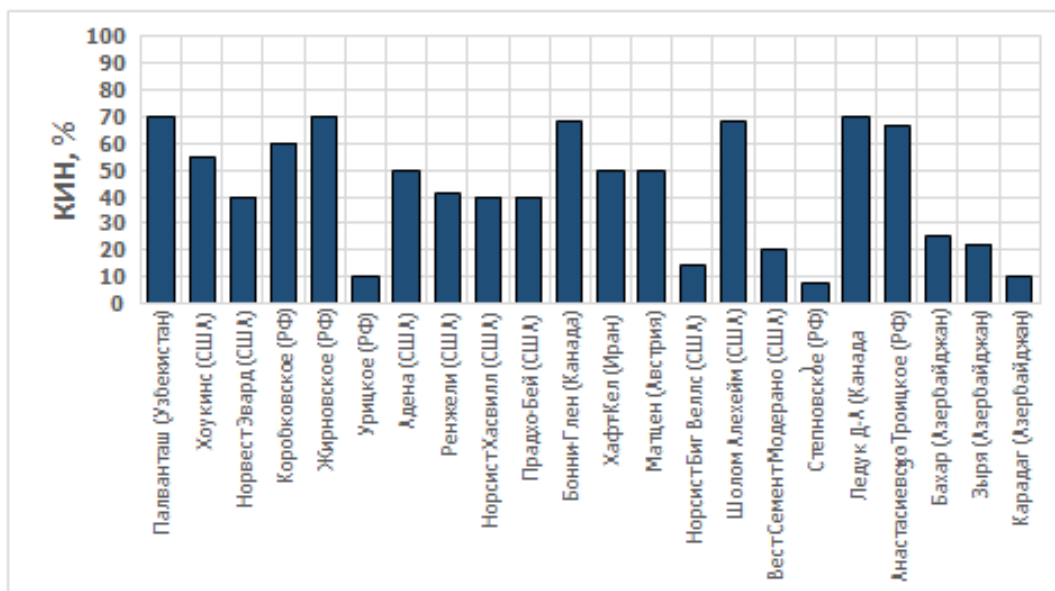


Рис. 1. Нефтеотдача (добыча из нефтяных оторочек) нефтегазоконденсатных залежей месторождений различных нефтегазоносных провинций мира по [3].

Эта группа факторов является природной (естественной) и по этой причине не поддаётся изменению (управлению), и основная задача при разработке нефтегазоконденсатных залежей с нефтяной оторочкой – как можно более точный прогноз и оптимальная оценка.

Таким образом, особенности геологического строения нефтегазоконденсатных залежей с нефтяными оторочками как отрицательно, так и положительно будут влиять на добычу нефти. Могут снижать или повышать эффективность разработки.

К отрицательным факторам следует отнести:

- ранние прорывы свободного газа к нефтяным скважинам;
- необходимость использования газлифта при добыче нефти;
- пониженная эффективность ГРП в связи с риском обводнения в результате перетока из нижнего пласта;
- выпадение парафинов при снижении температуры за счет охлаждения закачанной водой (необходим подогрев добывающих скважин и воды при ППД);
- неоднородная проницаемость терригенных коллекторов по разрезу и по латерали;

Положительными факторами, способствующими оптимальной разработке нефтяной оторочки нефтегазоконденсатных залежей, являются:

- эффективность вытеснения нефти давлением газовой шапки (газонапорный режим);
- возможность применения естественного газлифта;
- потенциальная эффективность продуктивности горизонтальных скважин.

Перечисленное выше можно назвать группами параметров, т.к. они содержат в себе большое количество вариаций. Так, режим работы скважин должен учитывать входные дебиты, величины депрессий (репрессий), ограничения по газовому фактору, добыче жидкости и обводнённости, постоянный или циклический режим работы скважин.

Параметры этой группы являются оптимизируемыми, и основной задачей при работе с ними является подбор комбинации, дающей максимальный технологический и экономический эффекты (КИН и ЧДД).

Для поддержки недропользователей Министерство энергетики РФ предлагает ввести пониженную ставку НДС в размере 30% для разработки нефтяных оторочек. Вопрос введения льгот для разработки нефтяных оторочек обсуждается в правительстве с сентября 2018 года. Данная мера призвана стимулировать разработку трудноизвлекаемых запасов нефти из нефтяных оторочек в России, что позволит активнее развивать сырьевую базу.

Только по запасам, находящимся в недропользовании «Газпром», их добыча позволит получить 274,1 млрд долл. США при цене 69,0 долл. США за баррель нефти на май 2021.

Список литературы

1. Алексеев, А. Газпром нефть: скрытый ресурс/А.Алексеев // Rogtec. –2017. – вып.49 – С.66 – 73;
2. Закиров С.Н. Новые принципы и технологии разработки месторождений нефти и газа/ С.Н. Закиров [и др.]; под ред. А.Н. Дмитриевского. М.: 2004. – 520 с.;
3. Косачук, Г.П.Опыт разработки газовых и газоконденсатных месторождений с нефтяными залежами и оторочками/ Г.П. Косачук, Д.З. Сагитова, Т.Н. Титова//Газовая промышленность 2005.вып. 3 С. 27-30;
4. Колбиков С.В. «Оценка факторов, влияющих на разработку нефтяных оторочек». Доклад SPE 160678 Российской нефтегазовой технической конференции SPE в Москве, 16-18 октября 2012 г.;
5. Нефтяная отрасль России: Итоги 2016 г. и перспективы на 2017-2018 гг.: Vygon consulting;
6. Olamigoke O., Peacock A. «First-Pass Screening of Reservoirs with Large Gas Caps for Oil Rim Development». Paper SPE 128603 presented at the 33th Annual SPE International Technical Conference and Exhibition in Abuja, Nigeria, August 3-5, 2009;

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ИНЗЕРСКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ ЮЖНОГО УРАЛА

А.Ю. Паньков

Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, 450077, г.

Уфа, ул. К. Маркса, 16/2

e-mail: aleksandr.pankov1999@gmail.com

Введение

В работе приведены результаты палеомагнитного изучения красноцветных песчаников инзерской свиты верхнего рифея. Всего было изучено около 100 ориентированных образцов с 1 разреза. Лабораторные исследования выполнены в соответствии с общепринятой в настоящее время методикой, включающей в себя температурную магнитную чистку и компонентный анализ намагниченности.

Цель написания работы - получение палеомагнитных данных по инзерской свите, с последующим сравнением с данными, полученными по нижележащей катавской свите [1], на предмет подтверждения первичности высокотемпературной компоненты (ВТК) намагниченности катавской свиты, считавшейся ранее метахронной [2], и которая может быть хорошим палеомагнитным репером в неопротерозойской истории Земли.

Изучение инзерской свиты на данную тему ранее проводилось недостаточно полно, что делает эти данные абсолютно новыми и вызывающими интерес для дальнейшего изучения.

Геология

Верхний рифей (каратауская серия, RF₃) характеризуется пестрым терригенно-карбонатным составом и пестрой окраской и залегает на подстилающей юрматинской серии согласно. Серия расчленяется на нижнекаратаускую (зильмердакская и катавская (RF₃kt) свиты), среднекаратаускую (инзерская (RF₃in) и миньярская (RF₃mn) свиты) и верхнекаратаускую (укская (RF₃uk) и криволукская свиты) подсерии (рис.1).

Инзерская свита входит в среднекаратаускую подсерии каратауской серии верхнего рифея и сложена песчаниками, алевролитами аркозовыми и кварцевыми, гравелитами и конгломератами, глинистыми и строматолитовыми известняками, мергелями, доломитами. По особенностям состава и структурным признакам расчленена на 2 подсвиты: нижнюю (подинзерские толщи) и верхнюю, которая в свою очередь расчленена на 3 толщи: нижнюю, среднюю и верхнюю. [3].

Методика исследований

С целью уточнения представлений о происхождении ВТК намагниченности катавской свиты на фоне сравнения с данными инзерской свиты было проведено изучение инзерских песчаников на разрезе «Галиакберово» близ д. Галиакберово.

Всего было отобрано около 100 образцов песчаников инзерской свиты, сгруппированных в 8 сайтов. Образцы были подвергнуты детальной температурной чистке до 700°C (где это было необходимо). Далее были построены диаграммы Зийдервельда и выполнен компонентный анализ с помощью пакета программ Р. Энкина. [6]

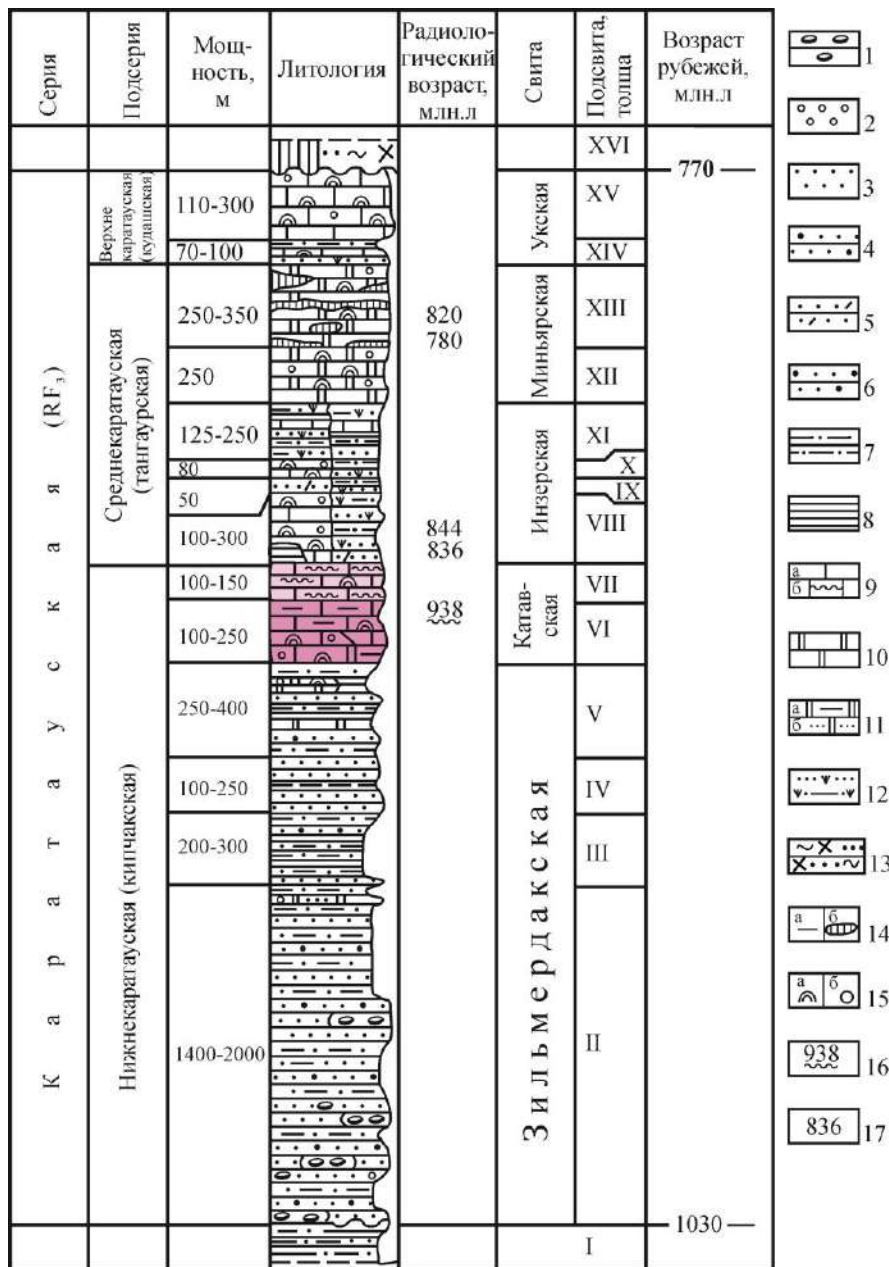


Рис. 1. Сводная стратиграфическая колонка каратауской серии верхнего рифея Южного Урала. По [5].

Условные обозначения: 1 — конгломераты; 2 — гравелиты; 3–6 — песчаники (3 — кварцевые, 4 — полевошпат-кварцевые, 5 — полимиктовые, 6 — аркозовые); 7 — алевролиты; 8 — аргиллиты; 9 — известняки массивные (а) и струйчатые (б); 10 — доломиты; 11 — доломиты глинистые (а) и песчанистые (б); 12 — песчаники и алевролиты с глауконитом; 13 — серицит-хлорит-кварцевые сланцы; 14 — характеристика породы: а — глинистость, б — линзы кремней; 15 — органические остатки: а — строматолиты, б — микрофитолиты; 16–17 — изотопный возраст (млн лет): 16 — глауконита, К-Аг метод; 17 — породы, Rb-Sr метод. Стратиграфические подразделения: I — авзянская свита юрматинской серии среднего рифея; II–XV — свиты: II–V — зильмердакская свита, подсвиты: II — бирьянская, III — нугушская, IV — лемезинская, V — бедерышинская; VI, VII — катавская свита, подсвиты: VI — нижняя, VII — верхняя; VIII–XI — инзерская свита, подсвиты: VIII — нижняя (подинзерские слои), IX–XI — верхняя, толщи: IX — нижняя, X — средняя, XI — верхняя; XII–XIII — миньярская свита, подсвиты: XII — нижняя, XIII — верхняя; XIV, XV — укская свита, подсвиты: XIV — нижняя, XV — верхняя; XVI — байнасская свита аршинской серии завершающего рифея.

Результаты исследований

На диаграммах Зийдервельда (рис. 2, 3), и кривых терморазмагничивания прослеживается в основном четкая гематитовая компонента, размагничивающаяся в районе точки Кюри гематита, с С-СВ магнитным склонением и небольшим, как правило, положительным магнитным наклонением.

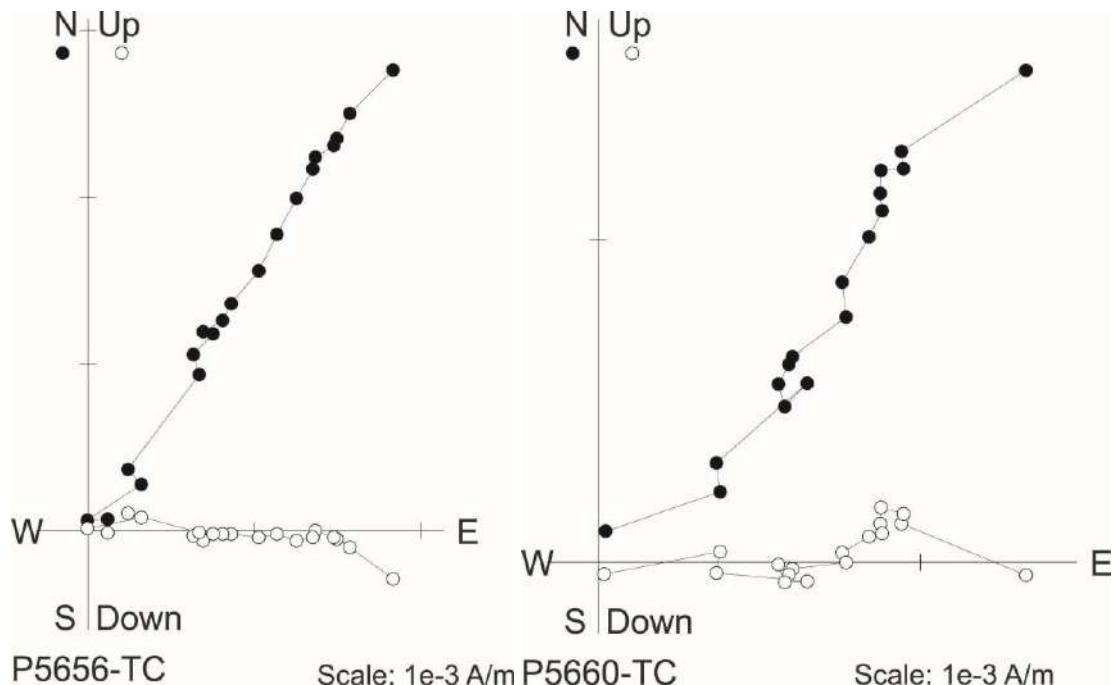


Рис. 2, 3. Примеры диаграмм Зийдервельда естественной остаточной намагниченности изученных образцов инзерской свиты в древней системе координат

Примечания: светлые символы — проекции векторов J_p на вертикальную, темные — на горизонтальную плоскости. Температуры даны в °С.

На стереограммах практически всех 8 сайтов наблюдается небольшой овал доверия, что соответствует хорошей кучности направлений в сайтах.

Так же на стереограмме средних значений (рис. 4) по сайтам наблюдается, что выделенное направление высокотемпературной компоненты намагниченности в породах нижней части инзерской свиты хорошо группируется в древней системе координат, и значительно отличается от направления намагниченности известняков верхней части катавской свиты, что согласуется с данными В.Э. Павлова и И. Галле, полученными при изучении разреза в окрестностях г. Миньяр[4] и становится одним из подтверждений первичности намагниченности.

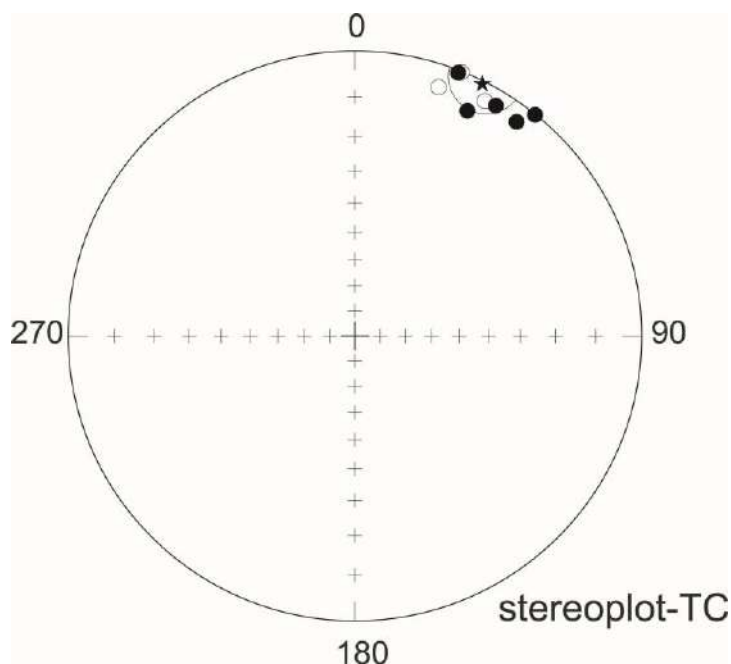


Рис. 4. Направления высокотемпературной компоненты намагниченности разреза «Галиакберово» в стратиграфической системе координат

Примечания: каждая точка представляет отдельный сайт, звездочка с овалом доверия — среднее направление по разрезу.

Выводы

Получены новые палеомагнитные данные по достаточно полному разрезу нижней части инзерской свиты.

Проведено сравнение с данными, полученными при изучении катавской и зильмердакской свит, что помогло продвинуться в изучении вопроса о первичности намагниченности катавской свиты

Прослеживается закономерное смещение направлений ВТК намагниченности от катавской свиты к низам инзерской свиты, что подтверждает предположение о первичности ВТК намагниченности как катавской так и инзерской свит.

Список литературы

Данукалов К.Н., Голованова И.В., Сальманова Р.Ю., Парфирьев Н.П. Палеомагнитное изучение красноцветных пород верхнего рифея Южного Урала // Геологический Вестник. 2020. №3. С. 47-54.

Козлов В.И. Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука: 1982. 128 с.

Комиссарова Р.А. Исследование древней намагниченности некоторых осадочных пород Южного Урала в связи с проблемой метахронного перемагничивания: Дис. ... канд. физ.-мат. наук / ИФЗ АН СССР. М., 1970. 140 с.

Павлов В.Э., Галле И. Известняки катавской свиты: уникальный пример перемагничивания или идеальный регистратор неопротерозойского геомагнитного поля? // Физика Земли. 2009. № 1. С. 33–43.

Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Краснобаев А.А. Стратиграфическая схема стратотипа рифея Южного Урала // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. 2017. № 23. С. 3–26. Enkin R.I. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. Pacific Geoscience Centre. Geological Survey of Canada, 1994. 16 p.

ПАЛЕОМАГНИТНОЕ ИЗУЧЕНИЕ КАТАВСКОЙ СВИТЫ ЮЖНОГО УРАЛА

Н.П. Парфирьев

Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа
parfirjev.nikita@yandex.ru

Введение

Изучение катавской свиты началось в 60-70-х годах прошлого столетия Р.А.Комисаровой и Н.Ф.Данукаловым[3]. В ходе работ был получен качественный палеомагнитный сигнал, но из-за схожести направления с более поздними отложениями, намагниченность сочли метохронной. В начале 90-х г. изучение свиты продолжил С.В.Шипунов[6], редположив то, что одна из компонент намагниченности может быть первичной. В начале двухтысячных, с целью подтвердить эту гипотезу В.Э.Павлов и И.Галле[4] подробно изучили разрез катавской свиты в г. Миньяр. Полученные ими результаты весьма уверенно доказывали мысль о том, что намагниченность может быть синхронной, но требовали дополнительного подтверждения.

С этой целью, а так же с целью поиска еще одного представительного разреза с 2018 г. сотрудники лаборатории геофизики ИГ УФИЦ РАН начали опробование доступных разрезов катавской свиты на территории Южного Урала. За прошедшие три года были подробно изучены обнажения пород в районе населенных пунктов: Галиакберово, Толпарово и Юрюзань, на которых было отобрано более 1200 образцов. В данной статье будут представлены результаты проделанной работы, а так же сравнение палеомагнитных данных в трех удаленных друг от друга разрезах.

Геология

Катавская свита является одним из лучших маркирующих горизонтов Верхнего Рифея на Южном Урале[7]. Она сложена красноцветными карбонатными породами и расположена на западном крыле Башкирского мегантиклинория Южного Урала. Разделена на две подсвиты: нижнюю и верхнюю. В свою очередь нижняя подсвита разделена на две толщи. Нижняя толща состоит из строматолитовых известняков и имеет мощность примерно 80 м, верхняя толща сложена ленточнослоистыми пестроцветными известняками, мощностью от 150 до 200 м. Верхняя подсвита имеет мощность около 50 м и представлена «струйчатыми» известняками. Общая видимая мощность отложений катавской свиты колеблется от 200 до 400 м. Возраст свиты приблизительно оценивается как 800–900 млн лет[2].

Методика работ

Нами были изучены три достаточно удаленных друг от друга разреза в районе д. Толпарово (мощность 92 м), д. Галиакберово (мощность 38 м) и г. Юрюзань (мощность 121 м) (рис.1). Всего было отобрано более 1200 образцов известняков катавской свиты. Образцы были подвергнуты детальной температурной чистке до 700 °С (где это было необходимо). Далее были построены диаграммы Зийдервельда и выполнен компонентный анализ с помощью пакета программ Р. Энкина [9]. Графические построения проведены при помощи программы Ж.-П. Конье [8].

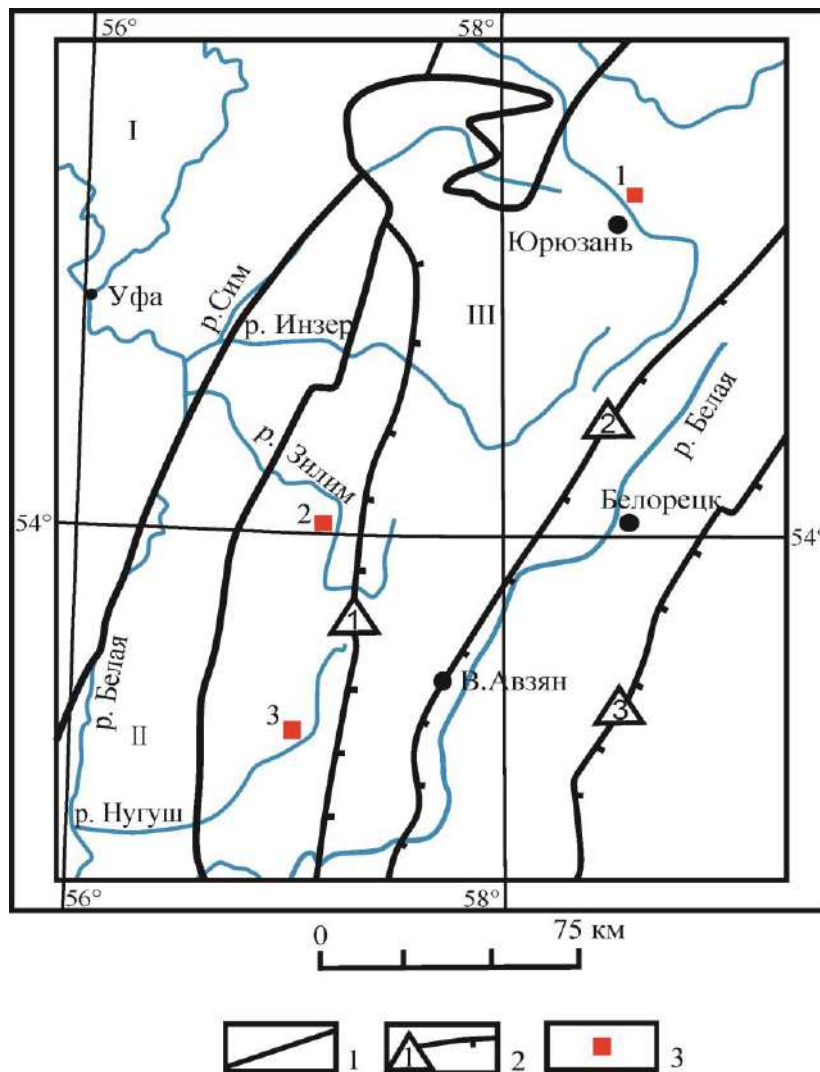


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема Башкирского мегантиклинория Южного Урала и смежных районов с указанием опробованных разрезов.

Условные обозначения: 1 — границы основных структурно-тектонических подразделений: I — Восточно-Европейской платформы, II — Предуральского краевого прогиба, III — Уральской складчатой системы; 2 — главные разломы: 1 — Зильмердакский, 2 — Зюраткульский, 3 — Главный Уральский; 3 — опробованные разрезы: 1 — «Юрюзань», 2 — «Толпарово», 3 — «Галиакберово».

Результаты исследования

Полученные новые результаты подтверждают и дополняют ранее опубликованные [1]. Выделяются низкотемпературная (НТК) и высокотемпературная (ВТК) намагниченности. Низкотемпературная компонента при осреднении близка к направлению современного геомагнитного поля. Основные носители ВТК намагниченности: гематит, реже магнетит. Как правило, «магнетитовая» и «гематитовая» компоненты совпадают по направлению (рис.2). Полевые тесты (тест обращения и тест складки) дают уверенно положительный результат [1].

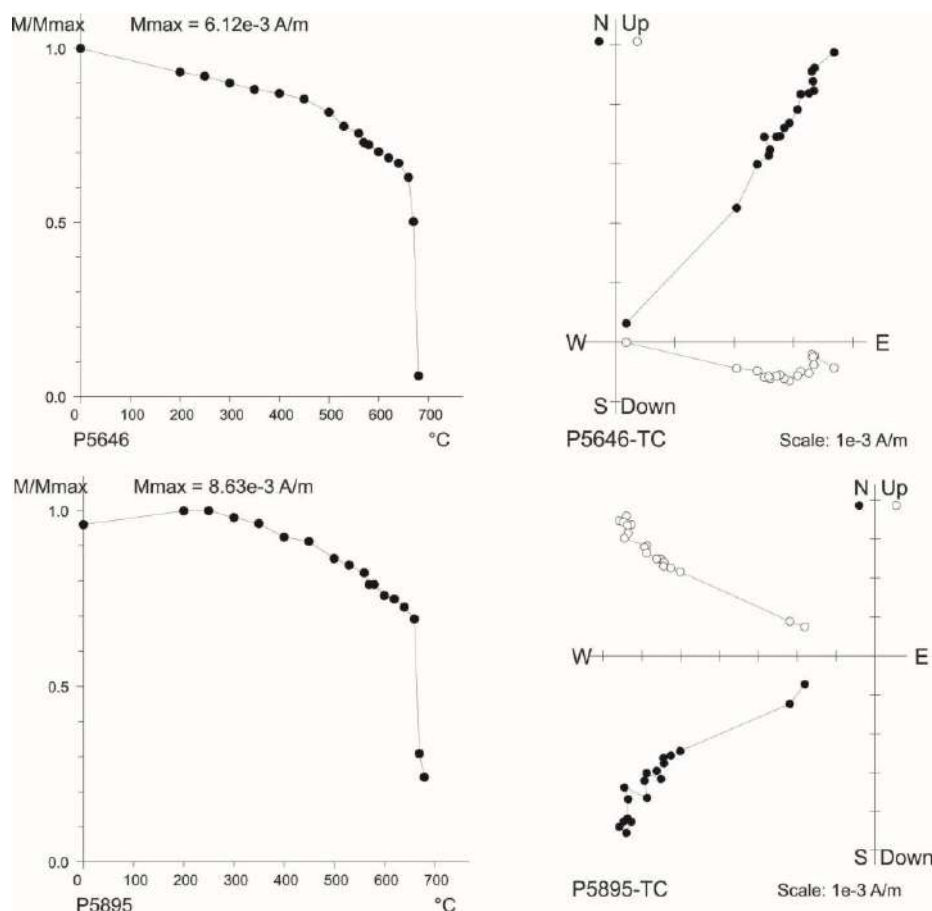


Рис. 2. Примеры диаграмм Зийдervельда и кривых терморазмагничивания естественной остаточной намагниченности изученных образцов катавской свиты в древней системе координат.

На стереограмме приведены осредненные по сайтам направления ВТК намагниченности разреза «Юрюзань» в стратиграфической системе координат (рис. 3).

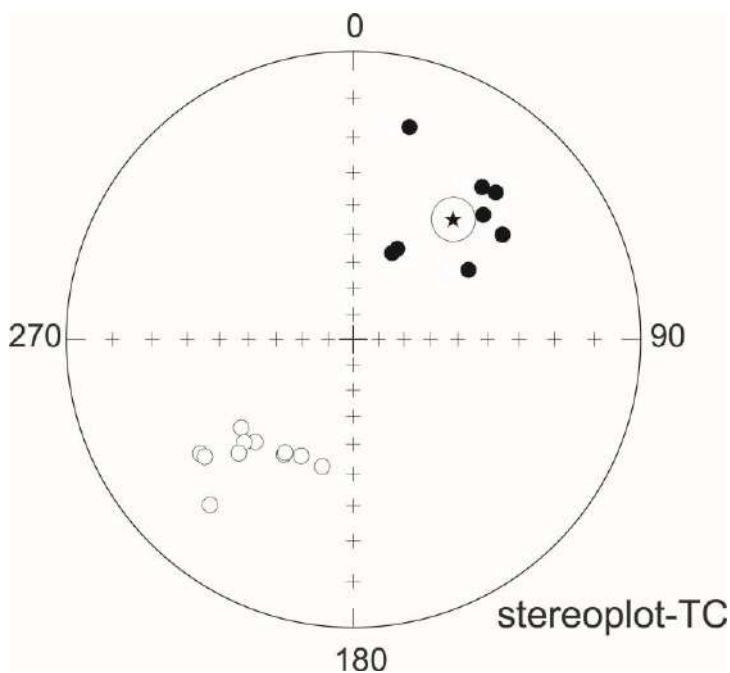


Рис. 3. Направления высокотемпературной компоненты намагниченности разреза «Юрюзань» в стратиграфической системе координат.

Осредненные по сайтам направления ВТК для разных разрезов составляют $N = 10$, $D = 215.6^\circ$, $I = -42.6^\circ$, $k = 58.6$, $\alpha_{95} = 7.3$ для нижней части разреза Юрюзань и $N = 8$, $D = 227.1^\circ$, $I = -23.1^\circ$, $k = 131.9$, $\alpha_{95} = 4.8^\circ$ для верхней части соответственно; $N = 13$, $D = 224.8^\circ$, $I = -22.9^\circ$, $k = 42.1$, $\alpha_{95} = 6.5^\circ$ (Галиакберово); $N = 21$, $D = 198.7^\circ$, $I = -30.8^\circ$, $k = 46.6$, $\alpha_{95} = 4.7^\circ$ (Толпарово).

ВТК в разрезах «Толпарово» смещена приблизительно на 20° по склонению относительно направлений ВТК в разрезах «Юрюзань» и «Галиакберово» это видно на стереограмме (рис.4), возможно причиной этому послужили тектонические движения произошедшие в результате разлома находящегося в непосредственной близости от разреза "Толпарово".

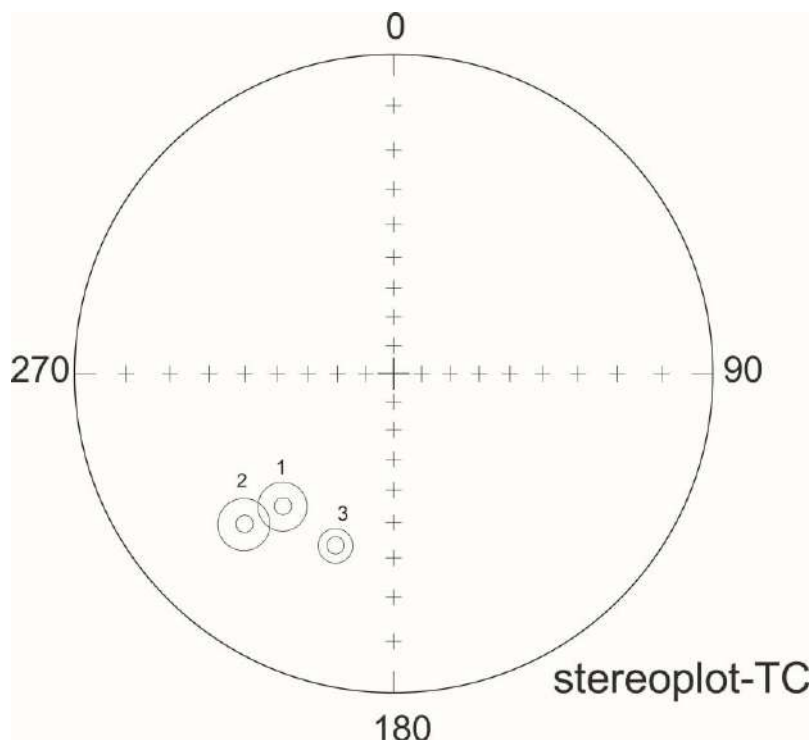


Рис. 4. Средние направления ВТК изученных разрезов катавской свиты в древней системе координат

Примечания: 1 — «Галиакберово», 2 — «Юрюзань», 3 — «Толпарово»

Основной задачей данной работы было сравнение палеомагнитных данных в трех отдаленных разрезах катавской свиты и выбор наиболее представительного из них. Графики распределения направлений ВТК приведены в (рис.5), на котором представлены разрезы Юрюзань, Галиакберово и Толпарово. Мы считаем, что данные разрезы неплохо коррелируют между собой, а в верхах можно наблюдать частую смену магнитных полярностей. На наш взгляд самым полным и интересным является разрез г. Юрюзань.

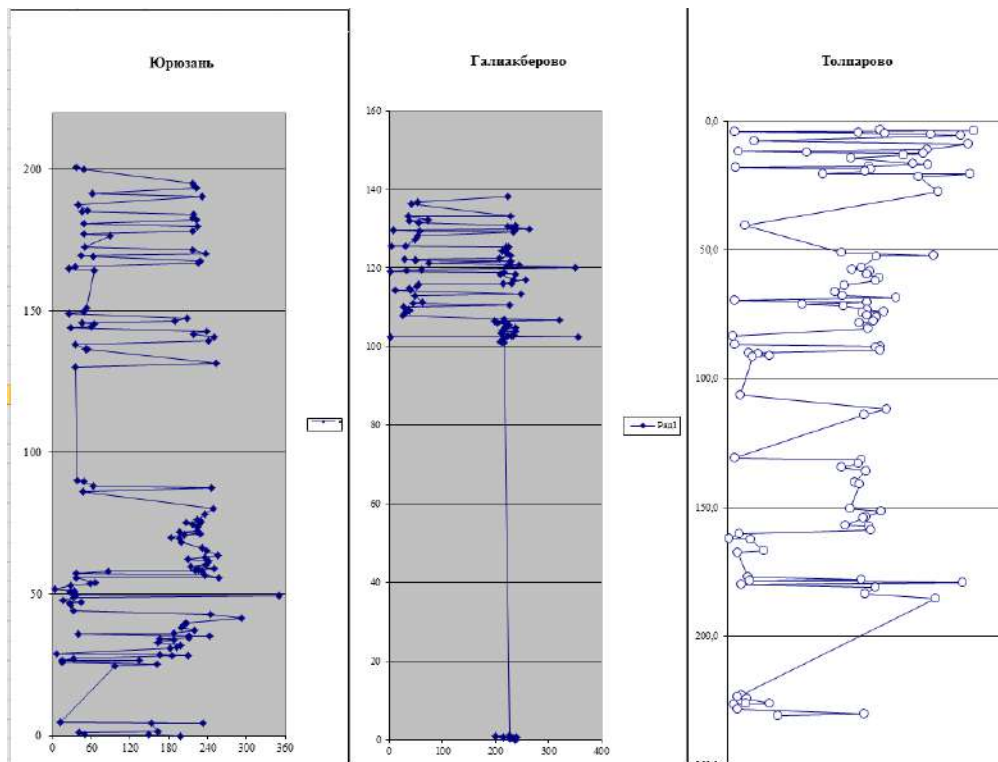


Рис.5. Сравнение распределений направлений намагниченности в разрезах, «Юрюзань», «Галиакберово» и «Толпарово».

Интересен он тем, что если сравнивать средние направления ВТК снизу вверх в этом разрезе, (включая верхнюю часть разреза «Галиакберово») и в инзерских песчаниках (разрез «Галиакберово»). То можно наблюдать тренд смещения средних направлений ВТК в сторону уменьшения наклонения почти до 40° от низов катавской до низов инзерской свит (рис.6).

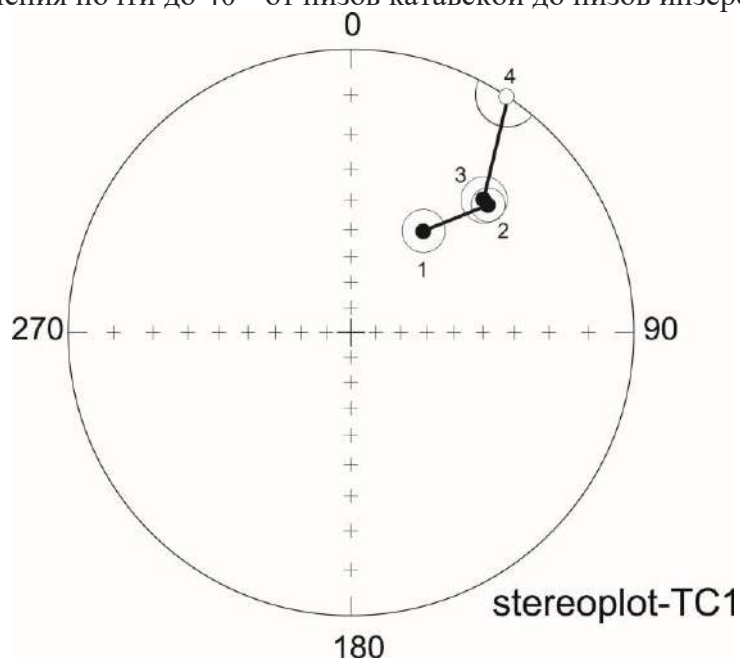


Рис. 6. Закономерное смещение направления ВТК намагниченности снизу вверх по разрезам катавской (1–3) и инзерской (4) свит

Примечания: 1 — разрез «Юрюзань» (нижняя часть), 2 — разрез «Юрюзань» (верхняя часть), 3 — разрез «Галиакберово» (верхняя часть), 4 — разрез «Галиакберово» (инзерская свита).

Вывод

Полученные новые палеомагнитные данные по трем достаточно удаленным друг от друга разрезам катавской свиты дополняют и подтверждают полученные ранее результаты работ лаборатории геофизики ИГ УФИЦ РАН и хорошо согласуются с аргументами В.Э.Павлова. Палеомагнитные данные из трех изученных разрезов хорошо коррелируют между собой, а смещение ВТК намагниченности снизу вверх в разрезе «Юрюзань» может служить отличным аргументом в пользу первичности намагниченности пород катавской свиты.

Список литературы

1. Данукалов К. Н., Голованова И. В., Сальманова Р. Ю., Парфирьев Н. П. Палеомагнитное изучение красноцветных пород верхнего рифея Южного Урала // Геологический вестник № 3. / ИГ УФИЦ РАН 2020. С. 47–54.
2. Козлов В.И., Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Нехорошева А.Г., Бушарина С.В. Аршиний – новый стратон рифея в стратотипических разрезах Южного Урала // Геологический сборник № 9 / ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2011. С. 3–8.
3. Комиссарова Р.А. Исследование древней намагниченности некоторых осадочных пород Южного Урала в связи с проблемой метахронного перемагничивания: Дис. ...канд. физ.-мат. наук / ИФЗ АН СССР. М., 1970. 140 с.
4. Павлов В.Э., Галле И. Известняки катавской свиты: уникальный пример перемагничивания или идеальный регистратор неопротерозойского геомагнитного поля // Физика Земли. 2009. № 1. С. 33–43.
5. Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Краснобаев А.А. Стратиграфическая схема стратотипа рифея Южного Урала // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. 2017. № 23. С. 3–26.
6. Шипунов С.В. Палеомагнетизм катавской свиты, Южный Урал // Физика Земли. 1991. № 5. С. 38–50.
7. Шипунов С.В. Основы палеомагнитного анализа: Теория и практика. М.: Наука, 1993. 160 с. (Труды ГИН РАН; Вып. 487).
8. Cogné J.P. PaleoMac: a Macintosh application for treating paleomagnetic data and making plate reconstructions // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2003. Vol. 4, No. 1. article No. 1007. DOI: 10.1029/2001GC000227.
9. Enkin R.I. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. Pacific Geoscience Centre. Geological Survey of Canada, 1994. 16 p.

ОБРАБОТКА ДАННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА КОРРЕЛЯЦИОННЫМ СПОСОБОМ

Т.А. Чилингарян, К.А. Карапетян, А. З. Чилингарян
Институт геофизики и инженерной сейсмологии НАН РА
3115, Гюмри, ул. В.Саргсяна, 5, Республика Армения
e-mail: tatev-chiling@yandex.ru

Геофизические методы используются на всех стадиях геологоразведочного процесса, начиная с регионального (мелкомасштабного) геологического картирования и кончая эксплуатационной разведкой месторождений полезных ископаемых, а также при их эксплуатации, при решении различных геологических, инженерно – геологических и чисто технических задач. При этом выбор рационального комплекса достаточно сложен и строго индивидуален, т.е. зависит от поставленной конкретной задачи с учетом пространственных и временных факторов. Из-за множественности этих факторов, определяющих выбор комплекса на современном этапе развития науки строгими аналитическими решениями не может быть полностью и однозначно обоснован. Поэтому, при решении конкретной задачи должны быть широко использованы вероятностно – статистические методы.

В представленной работе с целью выделения слабых геофизических аномалий проведена обработка данных комплексных геофизических наблюдений корреляционным способом на Центральном участке (Участок 1) Меградзорского месторождения (Армения), где наблюдения проводились по одиннадцати профилям, ориентированным в крест простирания “слепого” рудного тела. На месторождении оруденение представлено кварцевыми жилами, прожилками и линзами, заключенные зонами гидротермально измененных породах [3].

Из большого количества данных площадных наблюдений различными методами выбраны геофизические методы естественного электрического поля (ЕЭП), сопротивления (КЭП) и магниторазведки. Здесь, до проведения геофизических работ геологическими методами разведки выявлена зона сульфидной минерализации (Зона II, рис. 1).

Для комплексной интерпретации геофизических данных статистическими методами в работах [5,7,9] предлагается разложение исходных полей по естественным ортогональным составляющим и последующая свертка совокупности в каждой точке в некоторый комплексный параметр S_k

$$\sum x_{ij} h_i = S_k > T \quad (1),$$

где x_{ij} - значение исходного поля, h_i - весовые коэффициенты, T - некоторый порог. Выбор порога T определяется заданием вероятности

$$\gamma = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^T e^{-\frac{x^2}{2}} dx . \quad (2)$$

Для вероятности $\gamma = 95\%$ $T = 1,65$ [2]. Так как дисперсия величины S_k равна λ_{\max} , то для вероятности $T = 1,65 \sqrt{\lambda_{\max}}$, где λ_{\max} – максимальное собственное значение корреляционной матрицы A исходных полей X_{ij}

$$X_{ij} = \begin{vmatrix} x_{11} & x_{12} & \dots & x_{1n} \\ x_{21} & x_{22} & \dots & x_{2n} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ x_{m1} & x_{m2} & \dots & x_{mn} \end{vmatrix} , \quad (3)$$

где $i = 1, \dots, m$; $j = 1, \dots, n$ число пикетов по каждому методу [6,8,10].

Для вычисления комплексного параметра S_k был выбран комплекс из трех параметров: U (естественное электрическое поле), ρ_k (кажущееся электрическое сопротивление) и Z (магниторазведка). Вычислены коэффициенты корреляции по трем методам:

$$b_{kl} = \frac{1}{n} \sum (x_{jk} - \bar{x}_k)(x_{jl} - \bar{x}_l) , \quad (4)$$

где \bar{x}_k и \bar{x}_l - средние значения каждого параметра по профилю.

На первом этапе статистической обработки комплексный параметр S_k вычислен для исходных полей по всему Центральному участку [4,8], а на втором этапе- для значений тех же полей после фильтрации по естественным ортогональным составляющим- S_{kf} [5].

Поскольку различные параметры измеряются в неодинаковых единицах, необходимо провести нормировку исходных данных по формуле:

$$x_{jk}^0 = \frac{x_{jk}}{\sqrt{\frac{1}{n} \sum_{j=1}^n (x_{jk} - \bar{x}_k)^2}} . \quad (5)$$

Из выражения (4) b_{kl} являются элементами корреляционной матрицы A , порядок которой определяется количеством используемых параметров [1,9,11]

$$A = \begin{vmatrix} b_{11} & b_{12} & b_{13} \\ b_{21} & b_{22} & b_{23} \\ b_{31} & b_{32} & b_{33} \end{vmatrix}$$

В данном случае порядок корреляционной матрицы $A = 3$, поэтому вычислены три собственные значения - $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$ и соответствующие им собственные векторы: h_{1k}, h_{2k}, h_{3k} . По существу, значения собственных векторов h_{1k}, h_{2k}, h_{3k} определяют весовые множители для каждого параметра.

В работах [1,7,9] используется первое – максимальное собственное значение - λ_1 , и соответствующий ему собственный вектор $h_{1k} = (h_{11}, h_{12}, h_{13})$, вычисляется параметр S_k для максимального собственного значения.

Проведенные исследования показали, что при оценке вклада собственных значений в общую дисперсию первое собственное значение иногда дает всего лишь 38,97% вклада и надо использовать кроме первого также второе - λ_2 и третье - λ_3 собственные значения и соответствующие им собственные векторы: $h_{2k} = (h_{21}, h_{22}, h_{23})$; $h_{3k} = (h_{31}, h_{32}, h_{33})$.

Как видно из Таблицы 1 для максимального λ_1 из трех компонент вектора h_{1k} самым весомым является $h_{13} = 0.809$, который определяет параметр Z (в комплексе Z третий метод при вычислении параметра S_k). Следовательно, при использовании значений S_k для первого собственного значения λ_1 самым весомым в комплексе оказывается параметр Z .

Таблица 1. Значения λ_i и h_{ik} параметра S_k для исходных значений наблюдаемых полей по профилю 7 Центрального участка Меградзорского месторождения

λ_i	h_{i1}	h_{i2}	h_{i3}
$\lambda_1 = 1543,3$	0,549	-0,210	0,809
$\lambda_2 = 493,6$	-0,109	0,993	0,028
$\lambda_3 = 470,2$	0,816	-0,072	-0,573

Для значений S_k при λ_2 и λ_3 весомыми оказались $h_{22} = 0,993$ и $h_{31} = 0,816$, которые соответствуют параметрам ρ_k и U (ЕЭП). Значения S_k , вычисленные для λ_2 и λ_3 , несут характер кривых ρ_k и U (ЕЭП) соответственно. В Таблице 2 приведены значения λ_i и h_{ik} для параметра $S_{kф}$, которая вычислена после фильтрации исходных значений наблюдаемых полей.

Таблица 2. Значения λ_i и h_{ik} параметра $S_{kф}$ после фильтрации исходных значений наблюдаемых полей по профилю 7 Центрального участка Меградзорского месторождения

λ_i \ h_{ik}	h_{i1}	h_{i2}	h_{i3}
$\lambda_1 = 2194,98$	0,025	0,039	0,998
$\lambda_2 = 37,99$	0,705	0,706	-0,066
$\lambda_3 = 35,82$	0,705	-0,709	0,009

Результаты работ после статистической обработки исходных данных представлены в виде кривых S_k и $S_{k(ф)}$ на примере профиля 7 Центрального участка (Уч. 1) Меградзорского месторождения (рис. 1).

По кривой $S_{kф}(\lambda_1)$ (для фильтрованных значений исходных данных) на рисунке 1 выделяется известная зона II, а по кривым $S_{kф}(\lambda_2)$ и $S_{kф}(\lambda_3)$ выделяются известная рудная зона II и предполагаемые зоны I, III, IV.

Исходя из характера изменения кривых $S_{kф}(\lambda_1)$, $S_{kф}(\lambda_2)$, $S_{kф}(\lambda_3)$ и по физическим свойствам пород данного участка, выделяется контакт пород вмещающих сред – агломератовые туфы и туффиты с сиенит – диоритами.

Рассчитаны также кривые $S_k(\lambda_1)$, $S_k(\lambda_2)$, $S_k(\lambda_3)$, представленные на рисунке 1: кривая 1-исходные значения параметра U , кривая 2- значения исходного поля после фильтрации - $U_{ф}$, кривая 3 – значения комплексного параметра S_k , кривая 4- комплексный параметр - $S_{k(ф)}$ по данным $U_{ф}$

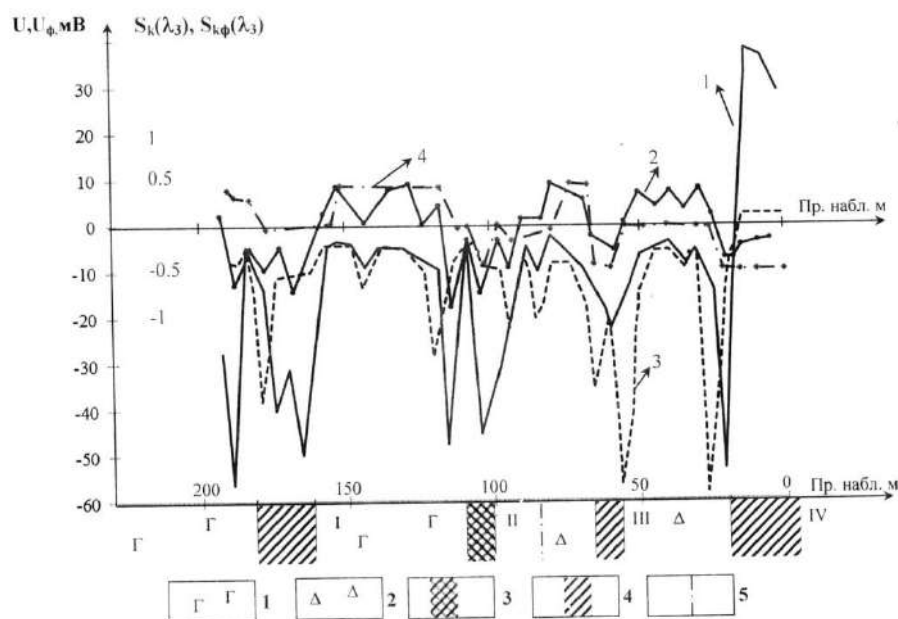


Рис. 1. Кривые U –(1), $U_{ф}$ –(2), $S_k(\lambda_3)$ –(3), $S_{kф}(\lambda_3)$ –(4) по профилю 7 Центрального участка Меградзорского месторождения: 1 – агломератовые туфы и туффиты; 2 – сиенит-диориты; 3 – известная кварц-сульфидная зона; 4 – предполагаемые зоны; 5 – предполагаемый контакт пород.

Отсюда можно сделать следующие выводы:

- для выделения слабых геофизических аномалий необходим процесс энергетической фильтрации исходных данных при использовании комплексного параметра S_k .
- при доминирующем числе электроразведочных методов в комплексе надо вычислить параметр S_k для всех собственных значений корреляционной матрицы A исходных полей.

Список литературы

1. Бадалян С.В., Карапетян К.А. Применение корреляционного анализа при обработке геофизических данных на Анкадзорском месторождении. В кн.: Разведочная геофизика в Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1987, с. 51-56
2. Большев Л.Н., Смирнов Н.В. Таблицы математической статистики. М., Недра, 1965, 464 с.
3. Договорной отчет за 1984-1985гг. «Комплексные геофизические исследования на флангах и подземных выработках Меградзорского месторождения». Фонды ИГИС АН Арм ССР, Ленинакан, 1986, 148 с.
4. Карапетян К.А., Чилингарян А.З. Применение корреляционного способа обработки геофизических данных на Меградзорском месторождении (Армения). Изв НАН РА, Науки о Земле, 1998, LI, #1-2, с.114-117
5. Каринский С.Д. Особенности разложения поля по естественным ортогональным функциям для выделения геофизических аномалий. Изв. вузов, Геология и разведка, 1980, #4, с. 124-129
6. Лукина О.П., Никитин А.А. Оптимальный алгоритм обнаружения аномалий на фоне коррелированных помех при площадных геофизических съемках. Изв. вузов, Геология и разведка, 1976, #12, с. 116-123
7. Никитин А.А. Теоретические основы обработки геофизической информации. М., Недра, 1986, 342с.
8. Никитин А.А., Хмелевской В.К. Комплексирование геофизических методов. Москва, ООО «Издательство ГЕРС», Тверь, 2004, 294 с.
9. Трофимова Т.А., Никитин А.А. Корреляционный способ обработки данных геофизического комплекса. Изв. вузов, Геология и разведка, 1975, #9, с. 92-99
10. Till R. Statistical methods in Earth sciences. John Wilay and Sons, Inc., New York, 1974, 154p.
11. Wei Shen, Pengda Zhao Theoretical study of statistical fractal model with application to mineral resource prediction. Comp. and Geosci., #3, 2002, V. 28, p. 369-376

5. ГЕОЭКОЛОГИЯ; АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ НАУКИ

ТЕХНОГЕННАЯ ТРАНСФОРМАЦИЯ МОРФОЛИТОГЕННЫХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЕ НА ТЕРРИТОРИИ ГОРНОДОБЫВАЮЩЕГО ПРОИЗВОДСТВА

А.И. Павловский, И.С. Ющенко

*УО «ГТУ им. Ф. Скорины», г. Гомель, Республика Беларусь
aipavlovsky@mail.ru, rengm_2016@mail.ru*

Добыча полезных ископаемых приводит к изменению геологической среды. Наиболее существенные нарушения геосреды возникают при проведении горных работ, для организации которых используется обычно значительная территория, занятая карьерами, шахтами, отвалами, железнодорожными и автомобильными дорогами и другими промышленными сооружениями.

Месторождение доломитов «Руба» является одним из наиболее крупных среди разведанных на территории Беларуси. В состав осадочного чехла района, залегающего на архейском кристаллическом фундаменте, входят отложения верхнего протерозоя, девонской и четвертичной систем.

В пределах месторождения выделяется 8 участков. В настоящее время осуществляется разработка участка «Гралево», который является самым крупным на месторождении и разрабатывается открытым способом. На карьере ведется внутреннее отвалообразование, а внешнее отвалообразование на карьере не ведется. Площадь существующего внутреннего отвала составляет 222,1 га. Воздействие на земную поверхность проявляется в трансформации рельефа с образованием техногенных отрицательных (денудационных) и положительных (аккумулятивных) форм. Для рельефа, остающегося после разработки карьера «Гралево», характерно наличие гребневидных отвалов, которые могут представлять собой аккумулятивные формы техногенного рельефа вскрышных пород, находящихся на дне карьерной выработки.

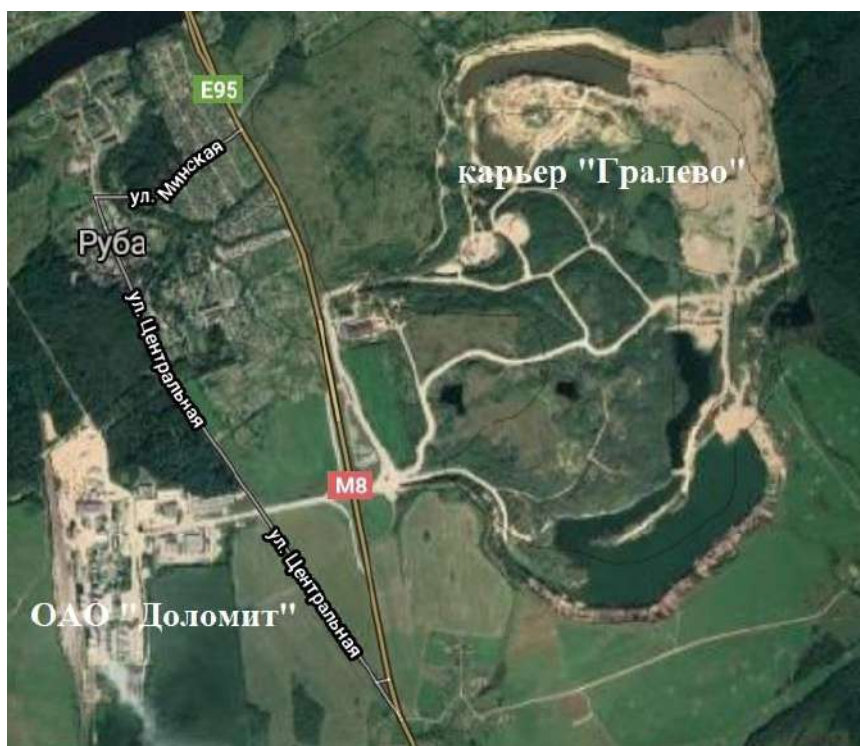


Рис. 1. Космоснимок расположения карьера «Гралево»

Разработка карьера приводит к изменению гидрологических условий. Основным негативным фактором воздействия на поверхностные и подземные воды при разработке карьера является воронка водопонижения, формирующаяся в следствии водоотлива из карьера «Гралево». За эти годы здесь сформировалась значительная по размерам депрессионная воронка, диаметр которой составляет 15-20 км, а понижение в ее центре достигает 18-20 м. Абсолютная отметка уровня воды в карьере «Гралево», которая поддерживается путем водоотлива, составляет плюс 120 м [3]. Влияние воронки водопонижения на водозаборы выражается в снижении уровня подземных вод, что ведет к падению производительности скважин. В районах депрессионных воронок, которые формируются под влиянием водоотлива из карьеров, происходит перетекание речных вод в подземные водоносные горизонты. Так распространение воронки водопонижения сопровождается фильтрацией речной воды в верхнедевонский водоносный горизонт, относящийся к доломитовой толще.

Интенсивная разработка месторождения полезных ископаемых открытым способом сопровождается ежегодным ростом объемов и отвалов вскрышных пород. В результате разработки месторождения происходит нарушение почвенного покрова, трансформируется рельеф местности, изменяются гидродинамические условия. Соблюдение природоохранных мероприятий при разработке карьера «Гралево» позволяет минимизировать негативное воздействие на геологическую среду.

Горнодобывающая промышленность находится в непосредственном взаимодействии с природой и оказывает высокое воздействие на все компоненты геологической среды. В Республике Беларусь добычу и переработку сырья Старобинского месторождения калийных руд осуществляет предприятие ОАО «Беларуськалий».

Старобинское месторождение калийных солей приурочено к северо-западной переклиальной части Припятского прогиба в пределах Старобинской центриклиальной депрессии, ограниченной на севере краевым супперрегиональным Северо-Припятским разломом первого порядка и Речицко-Вишанским региональным ступенеобразующим разломом второго порядка. Блокообразующими разломами Старобинское месторождение калийных солей разбито на четыре основных структурных блока: Центральный тектонический блок (шахтные поля рудников 1, 2 и 3 рудоуправлений (РУ)), Западный тектонический блок (Краснослободский рудник 2 РУ), Восточный тектонический блок (шахтное поле рудников 4 РУ) и Дарасинский тектонический блок. В геологическом строении в пределах территории проведения исследований до глубины 1700 м принимают участие отложения архея-протерозоя, среднего и верхнего отделов девонской системы, юрской, меловой, палеогеновой, неогеновой и четвертичной систем.

Абсолютные отметки рельефа земной поверхности территории проведения исследований изменяются от 140 м (в районе д. Зажевичи) до 185 м (в в районе д. Чепели). Исключение представляют три места складирования твердых отходов калийного производства (рисунок 2), достигающих 275 м над уровнем моря [2].

Разработка месторождения негативно сказывается на природной обстановке региона, что проявляется в формировании техногенных форм рельефа в виде солеотвалов и шламохранилищ. При разработке месторождения ведется внешнее отвалообразование, высота которых составляет 120 метра и суммарной площадью солеотвалов около 5,74 км².

При воздействии атмосферных осадков на солеотвалы, шламохранилища образуются хлоридно-натриевые рассолы, что приводит к загрязнению почв с тенденцией расширения площадей засоления и оказывает влияние на изменение гидрогеохимического режима подземных вод. Для ведения стационарных гидрохимических исследований за расходом фильтрующихся вод (рассолов) и концентрацией в них загрязненного вещества на I шахтном поле ОАО «Беларуськалий» организована сеть наблюдательных скважин, состоящая из 35 скважин, пробуренных на разных водоносных горизонтах. Периодичность проведения наблюдений за состоянием подземных вод составляет 1 раз в год. Качество подземных вод является одним из основных факторов, определяющих возможность ее использования в

различных целях. Особенно актуально изучение современного состояния и прогноз изменения качества подземных вод различных водоносных горизонтов и комплексов зоны активного водообмена на исследуемой территории - вблизи мест складирования отходов калийного производства, которыми являются солеотвалы и шламохранилища.



Рис. 2. Солеотвалы и шламохранилища Старобинского месторождения.

Зона активного водообмена в пределах рассматриваемой территории распространяется на глубину 120-130 м и включает водоносные и слабоводоносные горизонты и комплексы четвертичных, неогеновых, палеогеновых, меловых и юрских отложений. Из-за того, что в состав калийных руд входят хлоры, то основным загрязняющим компонентом является хлорид-ион, но воды днепровского-сожского водно-ледникового комплекса загрязнены не только хлоридами, а и азотом аммонийным, железом, фенолами и марганцем. Ореол загрязнения подземных вод приходится, в основном, на территорию существующих солеотвалов и шламохранилищ, и имеет форму, вытянутую в сторону движения основных потоков поверхностных и подземных вод.

На участках размещения объектов горнодобывающей промышленности наблюдается преобразование рельефа местности, проявляющееся в формировании отрицательных и положительных форм рельефа, изменяются гидрогеологические условия, а также происходит образование литогеохимических и гидрогеохимических аномалий.

Список литературы

1. Матвеев А.В., Гуский Б.Н., Левицкая Р.И. Рельеф Белоруссии. Мн.: Университетское, 1988. – 320 с.
2. Проведение оценки воздействия на окружающую среду планируемой хозяйственной деятельности по объекту «ІРУ. Строительство объединенного шламохранилища» [Электронный ресурс]. – Минск, 2019. Режим доступа: URL: <https://www.soligorsk.by/uploads/files/files2019/OVOS-1.pdf> (Дата обращения: 02.09.2020).
3. Расширение карьера «Гралево» для добычи доломитов и реконструкция насосной станции водоотлива со строительством водоводов [Электронный ресурс]. Мн., 2018. Режим доступа: URL: http://vitebsk.vitebsk-region.gov.by/sites/default/files/imce-files/ovos_gralevo_rasshir_may_2018_ispravlennyu.pdf (Дата обращения: 02.07.2021)

Организации-участники

Башкирский государственный университет, Уфа

Гомельский государственный университет им. Ф. Скорины, Гомель, Республика Беларусь

Казанский Федеральный университет, Казань

Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа

Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург

Институт геологии Коми научного центра им. Н.П. Юшкина УрО РАН, Сыктывкар

Институт геофизики и инженерной сейсмологии им. А. Назарова НАН РА, Гюмри, Республика Армения

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва

Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, Москва

ООО «РН-БашНИПИнефть», Уфа

Оренбургский государственный университет, Оренбург



ГЕОЛОГИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ И РЕСУРСНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ УРАЛА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Сборник статей IX Всероссийской молодежной
конференции

Уфа, 18–21 октября 2021 г.

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

Издательство «Перо»

109052, Москва, Нижегородская ул., д. 29-33, стр. 27, ком. 105

Тел.: (495) 973-72-28, 665-34-36

Подписано к использованию 15.10.2021.

Объем 3,5 Мбайт. Электрон. текстовые данные. Заказ 924.