



УСИЗ  
ИНЖЕНЕРНЫЕ УЗЛОЖЕНИЯ

РОСНЕДРА



Федеральное агентство по недропользованию



**XII Всероссийская молодежная геологическая конференция,  
посвященная памяти член-корреспондента РАН В.Н.Пучкова**

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

**23-27 сентября 2024**

**Сборник тезисов**



ФЕДЕРАЛЬНОЕ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛСКОЕ ЦЕНТРАЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ  
ГЕОЛОГИЯ И ЗЕМЛЕУЗНАНИЕ



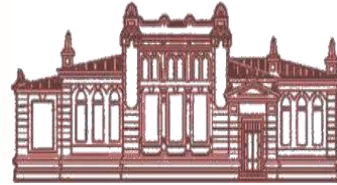
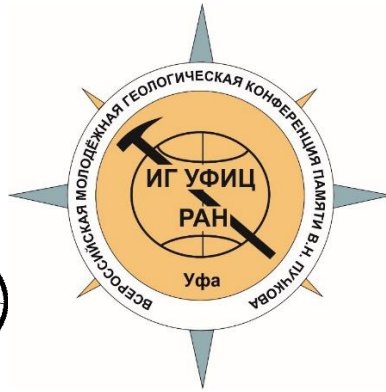
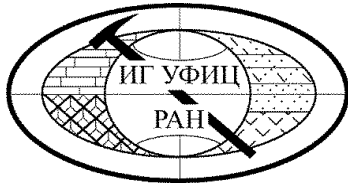
УФИМСКИЙ  
УНИВЕРСИТЕТ  
НАУКИ И ТЕХНОЛОГИЙ



НАЦИОНАЛЬНЫЙ  
МУЗЕЙ  
РЕСПУБЛИКИ  
БАШКОРТОСТАН







**УСИЗ**  
ИНЖЕНЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ



**УРАЛЬСКОЕ  
ГОРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ  
АГЕНТСТВО**



УДК 55  
ББК 26.34я43  
Г36

**Г36 ГЕОЛОГИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ И РЕСУРСНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ УРАЛА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ: Сборник статей XII Всероссийской молодёжной конференции, посвященной памяти член-корреспондента РАН В.Н. Пучкова г. Уфа, 23-27 сентября, 2024 г. — Москва: Издательство «Перо», 2024. — 8,4 Мб. [Электронное издание].**

ISBN 978-5-00244-857-9

В сборник вошли материалы XII Всероссийской молодёжной геологической конференции, посвященной памяти член-корреспондента РАН В.Н. Пучкова “Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий”, состоявшейся 23-27 сентября 2024 года в Институте геологии — обособленном структурном подразделении Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук.

Материалы конференции включают работы авторов из научно-образовательных и производственных организаций Уфы, Москвы, Санкт-Петербурга, Екатеринбурга, Новосибирска, Томска, Тюмени, Перми, Казани, Сыктывкара, Оренбурга, Миасса, Альметьевска (Российская Федерация); Гюмри (Республика Армения).

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

Материалы публикуются в авторской редакции.

УДК 55  
ББК 26.34я43

ISBN 978-5-00244-857-9

© Авторы, 2024

## ОГЛАВЛЕНИЕ

ПАМЯТИ ВИКТОРА НИКОЛАЕВИЧА ПУЧКОВА .....	7
<b>1. РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ГЕОТЕКТОНИКА .....</b>	<b>9</b>
<i>Е. А. Володина, Ал.В. Тевелев, Н.В. Правикова, П.А. Шестаков, А.А. Борисенко, Е.В. Коптев, Е.А. Мошникова, В.А. Лыков</i> РЕКОНСТРУКЦИЯ ИСТОЧНИКОВ СНОСА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ЮРЮЗАНО-СЫЛВЕНСКОЙ ВПАДИНЫ В СРЕДНЕМ КАРБОНЕ-РАННЕЙ ПЕРМИ (ПРЕДУРАЛЬСКИЙ КРАЕВОЙ ПРОГИБ) .....	9
<i>А.Р. Гайнетдинова</i> ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ПЕРИФЕРИЧЕСКИХ ДЕПРЕССИЙ В СЕВЕРНОМ И ВОСТОЧНОМ ОБРАМЛЕНИИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ .....	12
<i>А.В. Дородных, А.В. Гусев</i> ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ПОГРЕБЕННЫХ ПОЧВ РАЗРЕЗА ШОКУРОВО (НИЖНЕСЕРГИНСКИЙ РАЙОН, СВЕРДЛОВСКАЯ ОБЛАСТЬ, СРЕДНИЙ УРАЛ).....	14
<i>В.Р. Мирхайдарова</i> ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ.....	15
<i>А.В. Пантелеева, А.В. Сначёв, А.М. Тюрин, В.Э. Баширов</i> ГЕОЛОГИЯ И УГЛЕРОДИСТОЕ ВЕЩЕСТВО ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНО-УРАЛЬСКОГО ПОДНЯТИЯ ЮЖНОГО УРАЛА.....	18
<i>Н.П. Парфирьев</i> ПАЛЕОМАГНИТНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД БИРЬЯНСКОЙ ПОДСВИТЫ ЗИЛЬМЕРДАКСКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ ВДОЛЬ АВТОТРАССЫ УФА-БЕЛОРЕЦК .....	22
<i>А.З. Чилингарян, К.А. Карапетян</i> ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННОГО ПОЛОЖЕНИЯ КВАРЦ-СУЛЬФИДНЫХ ЗОН ОРУДЕНЕНИЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ КОМПЛЕКСНЫХ ДАННЫХ ГЕОЛОГА - ГЕОФИЗИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ.....	26
<b>2. СТРАТИГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ, ПАЛЕОНТОЛОГИЯ .....</b>	<b>29</b>
<i>Е.А. Баканова</i> НОВЫЙ МАТЕМАТИЧЕСКИЙ МЕТОД ОЦЕНКИ ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКОГО СХОДСТВА .....	29
<i>Е.Ю. Башлыкова, Е.А. Баканова</i> ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВИДОВОГО РАЗНООБРАЗИЯ ФОРАМИНИФЕР РОДА <i>LITUOTUBELLA</i> RAUSER-CHERNOUSOVA, 1948 ЮЖНОГО УРАЛА С ПРИМЕНЕНИЕМ МАТЕМАТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА.....	31
<i>Е.Ю. Башлыкова</i> НАХОДКИ <i>JANISCHEWSKINA</i> MIKHAILOV, 1935 В СКВАЖИНЕ 106, ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА.....	34



<i>В.Е. Гаврусь, И.П. Бахарева, О.П. Наумова</i> РАСТЕНИЯ ПЕРМСКОГО ПЕРИОДА: КОЛЛЕКЦИЯ ОКАМЕНЕЛОСТЕЙ МАЗУЕВСКОГО РАЗРЕЗА КИШЕРТСКОГО ОКРУГА ПЕРМСКОГО КРАЯ.....	37
<i>Б.М. Газизуллин</i> МОРФОГРУППЫ КЕЛЛОВЕЙСКИХ ФОРАМИНИФЕР РАЗРЕЗА БОЛЬШИЕ ТАРХАНЫ (РЕСПУБЛИКА ТАТАРСТАН).....	40
<i>А.В. Колесников, В.А. Панькова, В.Н. Паньков, Е.Н. Высоцкий, С.С. Джавадов, Н.Б. Кузнецов, А.В. Шацлло, И.В. Латышева, Т.В. Романюк</i> НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ ОСТАТКАХ ВЕНДСКИХ МЯГКОТЕЛЫХ ОРГАНИЗМОВ НА СРЕДНЕМ УРАЛЕ (ВЕСТИ С ПОЛЕЙ 2024 г.).....	44
<i>Е. А. Кушим, Е. Г. Раевская, В. В. Марусин, Е. Ю. Голубкова</i> ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА БЕЛАРУСИ.....	46
<i>О.П. Наумова, И.П. Бахарева, В.Е. Гаврусь</i> ПРОСВЕТИТЕЛЬСКАЯ И ОБРАЗОВАТЕЛЬНАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПО ПАЛЕОНТОЛОГИИ В БОЛЬШОЙ СОСНОВЕ .....	48
<i>Н.К. Николенко</i> ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВЕРХНЕВИЗЕЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЗРЕЗЕ НА Р. ИСЕТЬ (ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН СРЕДНЕГО УРАЛА).....	50
<i>В.Н. Паньков, В.А. Панькова, А.В. Колесников, А.В. Шацлло, И.В. Латышева, Н. .Б. Кузнецов</i> НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ И УСЛОВИЯХ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ СРЕДНЕГО ТИМАНА.....	53
<i>В.А. Панькова, В.Н. Паньков, А.В. Колесников, С.С. Джавадов, Е.Н. Высоцкий, Н. .Б. Кузнецов, А.В. Шацлло, И.В. Латышева, Т.В. Романюк</i> РАЗРЕЗ УСТЬ-СЫЛВИЦКОЙ СВИТЫ СЫЛВИЦКОЙ СЕРИИ ВЕРХНЕГО ВЕНДА СРЕДНЕГО УРАЛА НА ШИРОКОВСКОМ ВОДОХРАНИЛИЩЕ (ПЕРМСКИЙ КРАЙ).....	56
<i>А.А. Похазникова, Е.А. Баканова, В.А. Маринов, Я.С. Трубин</i> ЭВОЛЮЦИЯ КОМПЛЕКСОВ ФОРАМИНИФЕР БАРЕНЦЕВА МОРЯ НА РУБЕЖЕ ЮРСКОГО И МЕЛОВОГО ПЕРИОДОВ .....	58
<i>Р.Е. Семенов</i> ОСТРАКОДЫ ИЗ АССЕЛЬСКИХ (НИЖНЕПЕРМСКИХ) ОТЛОЖЕНИЙ ГОРЫ КУШТАУ .....	60
<i>Е.М. Томилина</i> НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ КОЛЧИМСКОГО ПОДНЯТИЯ .....	64
<i>Я.С. Трубин</i> НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИИ ФЕРГАНСКОГО МОРСКОГО БАССЕЙНА В ЭОЦЕНЕ .....	67
<b>3. МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ .....</b>	<b>69</b>
<i>В.Э. Баширов, П.В. Казаков, А.В. Сначёв, Р.А. Гатауллин, М.А. Рассомахин</i> МОРФОЛОГИЯ ЗОЛОТА ТАНАЛЫКСКОЙ РОССЫПИ (ЮЖНЫЙ УРАЛ) .....	69
<i>Р.А. Гатауллин</i> МИКРОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ХРОМШПИНЕЛИДОВ ИЗ УЛЬТРАМАФИТОВ СЕВЕРНОГО КРАКА.....	72

<i>Ю.В. Денисова</i> ЦИРКОНИЙ-ГАФНИЕВЫЙ ГЕОТЕРМОМЕТР ДЛЯ ГРАНИТОВ КУЗЬПУАЮСКОГО МАССИВА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ).....	74
<i>Е.А. Попова, Е.Н. Перова</i> МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС КАРБОНАТНЫХ МАРГАНЦЕВЫХ РУД ПОЛУНОЧНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ) .....	77
<i>А.А. Самигуллин</i> ПРОИСХОЖДЕНИЕ БРЕКЧИЕВИДНЫХ ПОРФИРИТОВ ШАРТЫМСКОГО МАССИВА (ЮЖНЫЙ УРАЛ).....	80
<i>А.В. Чумаков, О.В. Аликин, В.Н. Рудашевский</i> О НАХОДКЕ ТЕЛЛУРИДА ЗОЛОТА В БЕРЕЗИТОПОДОБНЫХ МЕТАСОМАТИТАХ И СПОСОБЕ ЕГО ПЕРЕРАБОТКИ .....	84
<i>Т.Д. Шабутдинов, А.А. Самигуллин</i> МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГАББРОИДОВ МАССИВА СЫУМ-КЕУ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ) .....	86
<b>4. ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ГЕОЭКОЛОГИЯ .....</b>	<b>89</b>
<i>А.Н. Вихоть</i> ИНДЕКС ПРОМЕРЗАНИЯ ПОВЕРХНОСТИ НА ОСНОВЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ДАННЫХ И РАСЧЕТОВ ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ ТРЕХСЛОЙНОЙ СРЕДЫ В ОБЛАСТИ ОПОЛЗНЕВОГО УЧАСТКА В ДОЛИНЕ Р. ВОРКУТА .....	89
<i>М. И. Гильманов, П. И. Бажутин, Р.Н. Петросян, С.В. Щербаков</i> ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОВЕРХНОСТНЫХ И ПОДЗЕМНЫХ КАРСТОВЫХ ФОРМ ПО ДАННЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ПРИМЕРЕ ОРДИНСКОЙ КАРСТОВОЙ ПЕЩЕРЫ.....	91
<i>Г.А. Мкртчян</i> ОЦЕНКА И ПОСТРОЕНИЕ КАРТ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ТЕРРИТОРИИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МАЛОГО КАВКАЗА .....	94
<b>5. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБРАЗОВАНИЕ В ШКОЛАХ, СРЕДНИХ И ВЫСШИХ УЧЕБНЫХ ЗАВЕДЕНИЯХ, ПРОПАГАНДА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗНАНИЙ .....</b>	<b>97</b>
<i>К.А. Сначёва, Е.И. Щербакова</i> ЗАВАРИЦКИЙ АЛЕКСАНДР НИКОЛАЕВИЧ – ПЕРВЫЙ АКАДЕМИК БАШКОРТОСТАНА.....	97
<i>К.Н. Галимова</i> ПРОИСХОЖДЕНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД БЛИЗ СЕЛА ТЕМЯСОВО .....	101



## **ПАМЯТИ ВИКТОРА НИКОЛАЕВИЧА ПУЧКОВА**

**(17 августа 1938 г. – 24 августа 2024 г.)**



Институт геологии УФИЦ РАН понес тяжелую утрату: на 87-м году ушел из жизни **Виктор Николаевич Пучков** – выдающийся исследователь мирового уровня, член-корреспондент РАН, доктор геолого-минералогических наук, профессор, крупнейший специалист в области тектоники, стратиграфии и металлогении Урала.

Виктор Николаевич Пучков родился 17 августа 1938 г. в Туле. В 1960 г. он с отличием закончил кафедру исторической геологии геологического факультета Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова.

Трудовая деятельность Виктора Николаевича началась в Институте геологии Коми филиала АН СССР (г. Сыктывкар). В 1970 г. он защитил кандидатскую диссертацию на тему: «Структурные связи Приполярного Урала и смежной части Русской платформы».

В следующий период жизни (с 1974 по 1991 гг.) деятельность В.Н. Пучкова была связана с работой в Институте геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого, г. Екатеринбург. Здесь он в 1978 г. защитил докторскую диссертацию «Батитальные комплексы западного склона Урала и их аналоги в палеозоидах Лавразии».

В 1991 году Виктор Николаевич был избран директором Института геологии БНЦ УрО РАН (ныне Институт геологии УФИЦ РАН) и более 25 лет руководил Институтом в самое непростое для российской науки время. Благодаря международным контактам Виктора

Николаевича, укрепились и расширились связи Института с зарубежными геологическими организациями и крупными учеными Великобритании, Швеции, Франции, Германии. Им были озвучены доклады на конференциях в Лондоне, Орлеане, в Швейцарии, Пекине, на Тайване, на международных конгрессах в Рио-де-Жанейро и Флоренции, осуществлены такие крупные международные проекты, как «ЕВРОПРОБА» (1991–2000 гг.) и MinUrals (2001–2003 гг.), где Виктор Николаевич был неизменным гидом.

Руководство Институт он успешно совмещал с работой в Башкирском государственном университете (ныне Уфимский университет науки и технологий), где возглавлял кафедру геологии и геоморфологии и читал курсы лекций по геотектонике и геологии.

Виктор Николаевич был очень разносторонним ученым. Он одним из первых начал применять идеи тектоники литосферных плит, что позволило построить новую геодинамическую модель развития Урала, а на ее основе – глубоко переосмыслить его металлогению. В 1976 г. при его участии была создана первая Тектоническая карта Урала (М 1:1 млн.) на основе мобилизма.

Одним из важнейших направлений, развиваемых В.Н. Пучковым, являлся тектоно-формационный анализ пассивных окраин континентов с целью реставрации их реликтов в складчатых областях мира. На примере Урала В.Н. Пучков заложил основы представлений о коллизии островная дуга – пассивная континентальная окраина.

Пучков В.Н. первым в Советском Союзе начал систематически изучать конодонты в терригенно-кремнистых комплексах складчатых систем, что позволило значительно расширить знания о стратиграфии и тектонике Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и др. складчатых областей. Полученные им, его учениками и последователями данные привели к фундаментальному пересмотру геологической истории этих регионов.

Вместе с группой единомышленников В.Н. Пучков внес ощутимый вклад в уточнение стратиграфии мезо- и неопротерозоя Урала. Впервые для Урала был интерпретирован целый ряд магматических комплексов как проявление плюм-тектоники, несмотря на объективно существующие сложности выявления древних проявлений плюмов в складчатых областях.

Под руководством В.Н. Пучкова степень кандидата наук получили 13 аспирантов, он был научным консультантом 4-х соискателей докторской степени.

Многогранная плодотворная деятельность В.Н. Пучкова отмечена следующими наградами: Премией Коми Комсомола за научные работы (1968), медалью Ветеран Труда (1989), Медалью ордена «За заслуги перед Отечеством» II степени (2012), Премией им. А.Д. Архангельского РАН за региональные исследования (2011); ему присвоены Почетное звание Адъюнкт-профессора Университета Южной Каролины (1990–1993), Заслуженного деятеля науки Республики Башкортостан (1999). Он являлся Почётным членом Всероссийского Геологического Общества, входил в состав Российского палеонтологического общества, Российского минералогического общества, American Association of Petroleum Geologists, Geological Society of America, European Geosciences Union. Его именем назван вид конодонтов «*Tanaisognathus puchkovi*». Виктор Николаевич сочетал в себе талант ученого и дар преподавателя, художника, поэта, писателя, входил в состав Российского Союза писателей.

Широкая эрудиция, оригинальные идеи снискали ученому заслуженную мировую известность. Им пройдены сотни геологических маршрутов, совершены масса научных открытий, опубликованы более 1000 научных работ.

Ученики, коллеги и друзья сохраняют в своих сердцах светлую память о Викторе Николаевиче Пучкове.



## 1. РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ГЕОТЕКТОНИКА

### РЕКОНСТРУКЦИЯ ИСТОЧНИКОВ СНОСА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ЮРЮЗАНО-СЫЛВЕНСКОЙ ВПАДИНЫ В СРЕДНЕМ КАРБОНЕ-РАННЕЙ ПЕРМИ (ПРЕДУРАЛЬСКИЙ КРАЕВОЙ ПРОГИБ)

*Е.А. Володина<sup>1</sup>, Ал.В. Тевелев<sup>1</sup>, Н.В. Правикова<sup>1</sup>, П.А. Шестаков<sup>1</sup>,  
А.А. Борисенко<sup>2</sup>, Е.В. Коптев<sup>3</sup>, Е.А. Мошникова<sup>1</sup>, В.А. Лыков<sup>1</sup>*

<sup>1</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва

<sup>2</sup>ООО Геотехконсалтинг, 119571, Москва, ул. 26 Бакинских Комиссаров, 5, Россия

<sup>3</sup> Университет МакМастер, L8S 4L8, Гамильтон, Мэйн Стрит Уэст, 1280, Канада

*e-mail: ekaterina.volodina2015@yandex.ru*

**Основная цель работы** – выяснить, какие источники сноса существовали при формировании южной части Предуральского краевого прогиба и менялись ли они как-то в течение этого времени. Район изучения находится буквально на стыке южного и среднего Урала. Прогиб поперечными поднятиями поделен на ряд впадин. И к северу от поднятия Каратау находится Юрюзано-Сылвенская впадина, южная часть которой была изучена вдоль восточного борта прогиба. Если точнее – это территория от посёлка Кропачёво Челябинской области на юге до города Михайловск Свердловской области на севере, что составляет приблизительно 150 км.

Всего было отобрано и обработано 9 проб для U-Pb датирования: 1) азамская свита (C2m); 2) васелгинская свита (C3k); 3) 2 пробы из чигишанской свиты (C3g-P1a); 4) 4 пробы из капысовской свиты (P1s); 5) белокатайская свита (P1ar).

Лазерная абляция производилась в ГИН РАН (аналитик А.С. Дубенский). В общей сложности было проанализировано около 900 зёрен. Потом данные были обработаны в программе Iolite 4.0 (аналитик А. Марфин). И в конце с помощью программы Dezirteer для каждой пробы были получены гистограммы распределения возрастов и кривые плотности вероятности.

Абсолютно в каждой пробе выделяется 2 главных множества зёрен – это докембрийские и палеозойские. Выражены эти 2 популяции как на возрастных гистограммах – на каждой отчётливо выделяются 2 соответствующие серии пиков; так и при визуальном изучении зёрен по катодолюминесцентным снимкам и по фотографиям в проходящем свете. Зёрна с палеозойскими датировками обладают хорошо заметными гранями, они плохо окатаны, уголки кристаллов лишь изредка бывают скруглёнными. В отличие от них, докембрийские зёрна окатаны почти до шарообразного состояния. Закономерностей в различиях размера кристаллов нет.

Если посмотреть на докембрийскую часть в каждой пробе, то видно, что количество древних зёрен определённым образом меняется – иногда их в пробе много, иногда наоборот преобладают молодые. Но при этом видно, что серия докембрийских пиков везде находится примерно в одном временном интервале с 1 млрд. до 2 млрд. Близкое распределение возрастов детритовых цирконов было получено Н.Б. Кузнецовым с коллегами для ашинской серии венда [Кузнецов, и др., 2012].

Понятно, что соотношение пиков может довольно сильно меняться, потому что чем выше по разрезу, тем больше вероятность перемива, при котором, видимо, эти соотношения сбиваются, но тем не менее главные пики остаются неизменными, а распределение возрастов пробы из песчаников васелгинской свиты позднего карбона вообще практически полностью совпадает с ашинским распределением. Таким образом, в качестве главного докембрийского источника можно считать ашинскую серию венда. Причём в позднем карбоне, во время

формирования васелгинской свиты этот источник был не просто главным, а буквально единственным (так как количество докембрийских зёрен там 97%).

В противоположность васелгинской свите, исключение составляет и самая молодая белокатайская свита, относящаяся к артинскому ярусу. Но здесь уже ситуация обратная – в пробе почти 100 % составляют палеозойские зёрна. Это может говорить о том, что на данном этапе Башкирский антиклинорий полностью перекрыт аллохтонами, а 4 древних зерна оказались в пробе просто в результате перемива ранее накопленных позднепалеозойских свит. Кроме того, для докембрийских зерен всех проб было выполнено тестирование по критерию Колмогорова-Смирнова. Выяснилось, что все пробы, за исключением белокатайской хорошо удовлетворяют критерию сходства (индекс  $> 0,05$ ). Это ещё раз подтверждает размыв одного и того же докембрийского источника на протяжении позднего палеозоя.

Далее поэтапно разобраны палеозойские зёрна каждой пробы. Первая проба была отобрана из песчаников аязмской свиты московского яруса среднего карбона. Свита представлена почти полностью валунно-галечными конгломератами, иногда даже брекчиями, встречаются редкие прослои гравелитов и песчаников. Обломки конгломератов в основном имеют размер от 5 до 30 см. Но встречаются и совершенно огромные валуны размером до 1 метра. Такая размерность материала говорит о том, что дальность переноса была минимальной. Видимо именно в пределах распространения аязмской свиты в московском веке момент находился фронт гор. Если использовать современную географическую привязку, то это хребты Аязм, Зотова, Таратай и горы Аккашка, Соколиная в Кусинском районе.

Также стоит обратить внимание на состав обломков. Гальки и литокласты представлены большим количеством кремней, кварцитов, яшм, кварцитовидных песчаников, алевролитов, а также лавами основного и среднего состава, что говорит о размыве вулканогенных пород:  $\frac{3}{4}$  всех возрастов приходится на ранний-средний палеозой, а пики соответствуют ордовик-девону. При этом зёрен моложе девона нет. Поскольку дальность переноса была маленькой, значит надо предполагать в качестве источников комплексы, максимально приближенные к прогибу. Недалеко от места отбора пробы находится Уфалейский антиклинорий, где есть ордовикские и девонские гранитоиды. Их возраста хорошо коррелируются с цирконовыми, а также в достаточной близости находятся вулканиты Нязепетровского аллохтона и Тагильской дуги.

Таким образом, на начальном этапе коллизии, данные аллохтоны уже скорее всего существовали. На современной территории данные комплексы находятся к северо-востоку от точки отбора. Можно было бы предполагать какие-то продольные течения при сносе. Однако, скорее всего в тот момент просто не существовало Миасского синтаксиса. А на месте нынешнего пережима гор существовали аналогичные ордовик-девонские вулканические комплексы Тагило-Магнитогорской дуги, которые и подвергались размыву, а снос осуществлялся с востока.

Следующие 2 пробы были отобраны из васелгинской свиты верхнего карбона и нижней части чигишанской свиты, которая также относится к верхнему карбону. Данные пробы объединены в один этап, так как отобраны довольно близко, а также литологически они практически идентичны – это тонкоритмичная флишевая толща с большим количеством карбонатных прослоев. Распределения возрастов тоже сильно схожи. О васелгинской свите уже говорилось ранее, в низах чигишанской свиты доля докембрийских зёрен также составляет почти 100%. Таким образом, в позднем карбоне главный источник довольно резко меняется на ашинскую серию. В это время сформировавшиеся горы подвергаются размыву, происходит явление «анруфинга» – размыв перекрывающих аллохтонов и обнажение более древних комплексов.

Следующая проба взята уже из верхов чигишанской свиты. Но тем не менее она стоит немного особняком, потому что по своим характеристикам не похожа ни на одну другую. Начиная с пермской части чигишанской свиты, её состав на всей территории распространения резко меняется – флиш и известняки сменяются на грубообломочные породы, среди разрезов



даже отмечены олистостромы. По распределению возрастов ситуация следующая: древних и палеозойских датировок примерно поровну. В это время происходит новый этап продвижения прогиба на запад и проградации орогена.

Следующие 4 пробы взяты снизу вверх по разрезу из капысовской свиты, относящейся к сакмарскому ярусу нижней перми. Свита представлена чередованием конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов. Состав обломков разнообразный. В гравелитах и песчаниках преобладают литокласты всех типов пород, но в основном осадочных – песчаники, биоморфные и биокластовые известняки. Кроме того, есть немногочисленные обломки метаморфических и магматических пород.

В распределении возрастов есть две очень интересных и важных закономерности. Во-первых, снизу вверх по разрезу постепенно уменьшается количество древних, докембрийских цирконов, и растёт число молодых палеозойских от 9 % от общего числа зёрен в самой нижней пробе до 71 % в самой верхней. Во-вторых, пик палеозойских возрастов снизу вверх по разрезу постепенно омолаживается с силура-девона до раннего карбона.

В геодинамическом плане уровень капысовской свиты, вероятно, играет довольно важную роль. Дело в том, что раннекаменноугольных магматических пород, откуда взялись цирконы с соответствующими возрастами, в прилегающих к прогибу зонах, нет. Однако, подобные породы есть среди вулканитов Богдановского рифта Магнитогорской зоны, среди кислых массивов той же области, среди интрузивных массивов Центрально-Уральской мегазоны, которые запечатывают ГУР (как пример, Тургояско-Сыростанский комплекс), и наконец гранитоидные массивы Восточно-Уральской мегазоны.

Данный уровень соответствует следующему этапу миграции прогиба на запад с образованием аллохтонов. Скорее всего именно на этом этапе возникает Миасский синтаксис, горы пережимаются, расстояние переноса материала сокращается, и становится возможен снос с более восточных областей, которые раньше были недоступны.

Наконец самый молодой из изученных этапов продвижения горного сооружения на запад соответствует белокатайской свите артинского яруса, которая полностью сложена галечными и валунными конгломератами. Большая часть галек сложена песчаниками и известняками, как пелитоморфными, так и с содержанием фауны, по которой можно судить, что в основном в это время идёт перемыв отложений, заполнивших прогиб ранее. Однако, среди галек присутствуют и обломки кислых плутонических пород. Возрасты цирконов преимущественно девон-раннекаменноугольные. На данном этапе сохраняется действие тех же источников, при этом докембрийский источник теперь оказывается полностью перекрыт.

Таким образом, из всего выше сказанного можно сделать основные выводы:

1. Во время формирования Юрюзано-Сылвенской впадины выделяются 4 этапа резкого продвижения горного сооружения на запад: вторая половина московского века, граница карбона и перми, вторая половина сакмарского и артинский века.
2. В московском веке главным источником сноса были вулcano-плутонические комплексы ордовика-девона формировавшихся аллохтонов Западно-Уральской мегазоны; в среднем карбоне – ашинская серия венда Башкирской мегазоны; начиная с сакмарского века – вулcano-плутонические комплексы Центрально-Уральской и Магнитогорской мегазон.
3. Единый докембрийский источник сноса для Юрюзано-Сылвенской впадины существовал на протяжении среднего-позднего карбона, артинского и сакмарского веков.
4. В целом, доля палеозойских источников сноса при формировании Юрюзано-Сылвенской впадины постепенно возрастает от васелгинской свиты верхнего карбона до белокатайской свиты артинского яруса. При этом возраст палеозойских источников постепенно омолаживается от ордовика-девона до раннего карбона.

#### **Список литературы**

1. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацилло А.В. и др. Первые результаты массового U/Pb изотопного датирования (LA-ICP-MS) детритных цирконов из ашинской серии Южного Урала: палеогеографический и палеотектонический аспекты // Докл. РАН. 2012. Т. 447. № 1. С. 73–79.

## **ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ПЕРИФЕРИЧЕСКИХ ДЕПРЕССИЙ В СЕВЕРНОМ И ВОСТОЧНОМ ОБРАМЛЕНИИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

***А.Р. Гайнетдинова***

*Уфимский государственный нефтяной технический университет, Уфа  
e-mail: gaynetdinova\_2004@mail.ru*

Сибирская платформа является третьим регионом России после Западной Сибири и Урало-Поволжья с крупной концентрацией ресурсов нефти и газа на суше. Северная часть Сибирской платформы и прилегающий шельф окраинных морей Северного Ледовитого океана характеризуются большой концентрацией неразведанных ресурсов нефти и газа [Еремин и др., 2017]. Задачей данной работы является обобщение опубликованной геологической информации о депрессиях, обрамляющих Сибирскую платформу с севера и востока с целью уточнения их углеводородного потенциала [Еремин и др., 2017; Исаев и др., 2015; Фролов и др., 2017; Фролов и др., 2019].

На севере и востоке Сибирской платформы располагаются следующие депрессии: Анабаро-Ленский прогиб, Енисей-Хатангский прогиб, Хатангская седловина, Предверхооянский краевой прогиб и Виллойская синеклиза. Особенностью этих депрессий является то, что в них на верхнепротерозойские и нижнесреднепалеозойские комплексы, характерные для центральных районов платформы (Лено-Тунгусский нефтегазоносный бассейн), наложены мощные толщи верхнего палеозоя и мезозоя. Это практически в два раза увеличивает мощность осадочного чехла и в значительной мере расширяет диапазон потенциальных углеводородных систем, что положительно сказывается на оценке перспектив [Фролов и др., 2017].

**Енисей-Хатангская краевая система** расположена в северной части Сибирской платформы, имеет вытянутую с юго-запада на северо-восток форму, ее длина немногим превышает 1000 км, ширина в среднем составляет 250 км; граничит на юге с Енисейской палеомоноклиной, на востоке – с Анабарским палеопрогибом [Еремин и др., 2017].

Традиционно залежи углеводородов (УВ) в Енисей-Хатангском региональном прогибе (ЕХРП) искали на локальных поднятиях, подготовленных к бурению в основном сейсморазведочными работами. Поэтому все разведанные месторождения приурочены к структурным ловушкам. Исследования АО «Башнефтегеофизика», ОАО «Пайяха», ЗАО «Ванкорнефть» ОАО «НК «Роснефть», показали, что открытие новых крупных месторождений УВ, в том числе нефтяных, ожидается, прежде всего, в неантиклинальных ловушках клиноформного комплекса. За последние 20 лет были проведены комплексные геолого-геофизические исследования по уточнению модели геологического строения и прогнозу перспективных зон нефтегазоаккумуляции и конкретных ловушек в клиноформном нижнемеловом комплексе.

Изученность рассматриваемой территории сейсморазведкой и бурением, по сравнению с прилегающей частью Западно-Сибирской НГП низкая, но достаточная для выделения и подготовки к поисковому бурению объектов площадью 100 км<sup>2</sup> и более. Наиболее исследован сейсморазведкой юго-запад ЕХРП, где плотность сети профилей достигает 2,5 км/км<sup>2</sup>. Здесь сосредоточен основной объем бурения, и открыты практически все месторождения нефти и газа ЕХРП.

Наличие литологических ловушек в клиноформном нижнемеловом комплексе в ЕХРП доказана открытием Пайяхского и Северо-Пайяхского месторождений. Проведенные обобщающие исследования показывают, что наиболее вероятно обнаружение аналогичных неантиклинальных ловушек с нефтяными залежами в бассейновых частях клиноформ вблизи осевой части ЕХРП [Исаев и др., 2015].

**Анабаро-Ленский прогиб** является одним из наименее изученных в геологическом отношении территорий на Сибирской платформе. В нефтегеологическом отношении он входит

в состав обширной Лено-Виллюйской нефтегазоносной провинции и является единственным ее элементом, где отсутствуют выявленные залежи нефти и газа. В пределах прогиба пробурено только шесть глубоких скважин, которые пока не выявили прямых признаков его нефтеносности. Однако косвенные данные говорят о том, что регион может оказаться весьма перспективным.

1. Разрез Анабаро-Ленского прогиба весьма схож с разрезом, расположенной к западу, Хатангской седловины, в которой были получены промышленные притоки нефти на 2-х месторождениях (Нордвикское и Южно-Тигянское) и отмечались многочисленные нефте- и газопроявления (как в скважинах, так и на поверхности) [Фролов и др., 2017].

2. В юго-восточном обрамлении Анабаро-Ленского прогиба расположено Оленекское битумное поле. Это месторождение связано с выходами на поверхность пермских песчаников и (в меньшей степени) кембрийских карбонатов. На сегодняшний день нет единого мнения о природе битумов. Одним из вероятных их источников может быть Предверхоаянский прогиб, но наиболее вероятно, что источником УВ является Анабаро-Ленский прогиб, поскольку он расположен ближе и в его направлении битуминозность прослеживается по колонковым скважинам на расстоянии до 50 км от мест естественных выходов [Фролов и др., 2017].

**Лено-Виллюйский нефтегазоносный бассейн** расположен в восточной части Сибирской платформы вблизи ее границ с Верхояно-Чукотской складчатой областью. В тектоническом отношении он приурочен к двум крупнейшим структурным элементам данной платформы — Виллюйской синеклизе и Предверхоаянскому краевому прогибу.

Как Енисей-Хатангский и Анабаро-Ленский прогибы, Лено-Виллюйский нефтегазоносный бассейн отличается от расположенного во внутренней части платформы Лено-Тунгусского НГБ повышенными толщами верхнепалеозойских и, особенно, мезозойских отложений. Из-за этого стратиграфический диапазон осадочного выполнения здесь весьма велик — от рифея до мела включительно, а общая его толщина может достигать 10-14 км.

Природные резервуары продуктивного верхнепермско-нижнеюрского комплекса имеют весьма сложное строение. На большей части Виллюйской синеклизы они накапливались в континентальных и мелководно-морских условиях, и для них характерна высокая литологическая неоднородность. В то же время, коллекторы хорошего качества здесь могут быть встречены повсеместно, не концентрируясь только в пределах Хапчагайского и Логлорского валов. В пределах Предверхоаянского прогиба, где обстановки были в основном морскими, по всей видимости, будут преобладать линзовидные резервуары, приуроченные к локальным седиментационным телам дельтовых конусов выноса.

Для нижних резервуаров верхнепермско-нижнеюрского комплекса важным фактором прогноза является характер постседиментационных преобразований, в том числе степень уплотнения и вторичной цементации.

Среди допермских отложений наиболее перспективными считается резервуары карбонатных построек кембрия и, возможно, верхнего венда, расположенные в прибортовых частях Виллюйской синеклизы.

Очаги генерации нефти могут быть связаны с кембрийскими материнскими толщами (куонамская свита и ее аналоги) на бортах Виллюйской синеклизы, пермскими отложениями Предверхоаянского прогиба, и возможно, нижнеюрскими в наиболее глубокой части бассейна.

Во всех случаях, в связи со значительной фациальной изменчивостью продуктивных толщ, среди ловушек будут преобладать комбинированные или чисто литологические типы, что увеличивает риски поисково-разведочных работ [Фролов и др., 2019].

Таким образом Енисей-Хатангская краевая система, Анабаро-Ленский прогиб и Лено-Виллюйский НГБ остаются весьма перспективными для обнаружения новых, в том числе крупных залежей углеводородов промышленного масштаба.

### **Список литературы:**

1. Еремин Н.А., Шабалин Н.А. Нефтегазоносный потенциал северной части Сибирской платформы // Актуальные проблемы нефти и газа. Вып. 4(19) 2017. 10 с.
2. Исаева А.В., Кринин В.А., Карпухов С.М. Перспективы нефтегазоносности клиноформного комплекса Енисей-Хатангского регионального прогиба. Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2015. Т.10. №3. 24 с.
3. Фролов С.В., Коробова Н.И., Бакай Е.А., Курдина Н.С. Угледородные системы и перспективы нефтегазоносности Анабаро-Ленского прогиба. Георесурсы. 2017. Спецвыпуск. Ч. 2. С. 173-185.
4. Фролов С.В., Карнюшина Е.Е., Коробова Н.И., Бакай Е.А., Курдина Н.С., Крылов О.В., Тарасенко А.А. Особенности строения, осадочные комплексы и угледородные системы Лено-Вилюйского нефтегазоносного бассейна. Георесурсы. 2019. Т.21. №2. С. 13-30.

## **ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ПОГРЕБЕННЫХ ПОЧВ РАЗРЕЗА ШОКУРОВО (НИЖНЕСЕРГИНСКИЙ РАЙОН, СВЕРДЛОВСКАЯ ОБЛАСТЬ, СРЕДНИЙ УРАЛ)**

*А.В. Дородных, А.В. Гусев*

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва  
e-mail: annadorodnykh@mail.ru*

Объект исследования расположен на юго-западе Свердловской области, на восточной окраине дер. Шокурово (Нижнесергинский район). Разрез четвертичных образований вскрыт канавой ССВ простирающаяся на западном склоне водораздела реки Уфа и её левого притока – р. Шокурка. Он расположен в верховье ложбины, берущей начало от седловины между двумя выступами палеозойских известняков. В разрезе отчетливо выделяются две части различного строения.

Верхняя представляет собой серию из шести налегающих друг на друга линз склоновых отложений, разделенных прослоями с высоким содержанием органического вещества. Породы представлены преимущественно суглинками тяжелыми, коричневыми, с содержанием дресвы и щебня известняков в среднем 15-20%, в отдельных линзах достигающих 40%. Описанные тела без видимого размыва налегают на хорошо сохранившийся горизонт почвы, результаты изучения которого получены к настоящему времени.

Нижняя часть на интервале глубин 86–140 см в северном борту канавы представляет собой разрез полного профиля ископаемой почвы, включающий три горизонта: гумусовый (86 – 97 см), иллювиальный (97 – 114 (118) см), интенсивно ожелезнённая кора выветривания по карбонатам (до 150 см). Максимальное содержание гумуса обнаружено в верхней части разреза ископаемой почвы (12%). По этому параметру и тёмной окраске она близка к тучным сильно гумусным чернозёмам. По результатам РФА в составе всех горизонтов погребенной почвы преобладают три минерала: кварц (от до%), плагиоклаз (%), смектит (%). Гранулометрически породы однообразны. Для всех горизонтов, кроме АЕ отмечается полиmodalность с преобладанием глинистой (<0,001мм) и песчаных (0,1-0,25мм; 0,01-0,05мм) фракций.

В разрезе был выполнен сплошной отбор образцов снизу вверх в интервале глубин 87-140 см. Петромагнитные исследования включали измерения магнитной восприимчивости (k) и частотной зависимости (kfd) на приборе Bartington Instruments MS2 с двухчастотным датчиком в лаборатории палеомагнетизма ГИН РАН под руководством д. г-м н А. Ю. Казанского. Палеомагнитные исследования включали измерения величины и направления вектора остаточной намагниченности в процессе размагничивания переменным магнитным полем на криогенном магнитометре 2g Enterprises в лаборатории Главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН. Измерения показали, что по величине k и kfd изученная палеопочва несколько уступает таковым в лессово-почвенных разрезах Китая, и сравнима с

почвами юга восточной Европы и России. При этом  $k$  и  $k_{fd}$  изученной палеопочвы превышают значения  $k$  и  $k_{fd}$  поля ископаемых почв северной части Восточной Европы. Это позволяет предполагать, что ископаемая почва разреза является очень развитой и формировалась в климатических условиях, близких к югу Восточной Европы, но менее теплых и влажных, чем в Китае. Тем не менее, вариации магнитных параметров по почвенному профилю свидетельствуют о нестабильности условий педогенеза в разрезе, на что указывают изменения  $k_{fd}$ , наиболее высокие значения которых наблюдаются в нижней части разреза. По результатам размагничивания переменным магнитным полем установлена только прямая полярность намагниченности, что указывает на формирование осадков в разрезе в течение эпохи прямой полярности. Наиболее простым решением было соотнесение времени формирования осадков с хроном Брюнес, и тогда данная ископаемая почва будет отвечать изотопно-кислородной стадии 5e. Однако, повышенные значения  $k$  и  $k_{fd}$ , сходные с таковыми для юга Восточной Европы, современный климат которой существенно отличается от южного Урала, может свидетельствовать о более древнем, эоплейстоценовом возрасте палеопочвы.

На СПА были отданы 4 образца из горизонта А, отобранные с одинаковым шагом глубины. Из трех образцов (кроме нижнего) получены репрезентативные споропыльцевые спектры. В составе преобладает пыльца хвойных растений – сосна, ель, пихта (до 60% в нижней части) и березы. Наблюдается доминирование пыльцы древесных пород. Наблюдаемое соотношение характерно для хвойных лесов таежного типа с участием мелколиственных пород и отвечает теплым климатическим условиям скорее всего межледникового типа. Наиболее контрастным по отношению к холодным эпизодам были условия климатического оптимума четвертичного периода в уральской региональной шкале совпадающий со стрелецким горизонтом. Однако это предположение не подтверждается по нескольким параметрам: геоморфологическое положение, общее строение разреза и степень развитости почв. Исходя из предположения о формировании насыщенных органическим веществом горизонтов в теплых климатических условиях по аналогии с нижней частью разреза, можно сделать вывод о формировании описанного горизонта не ранее конца раннего неоплейстоцена (горизонт миасский). Чрезвычайно высокие значения коэффициента развитости почвы говорят нам о длительном ее развитии. В сочетании с нормальной полярностью разреза наиболее очевидным вариантом является принадлежность его к субзоне Олдувей, в международной стратиграфической схеме квартера это соответствует верхней части Гелазия.

## **ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

***В.Р. Мирхайдарова***

*Уфимский государственный нефтяной технический университет, Уфа  
e-mail: vmirhaydarova@mail.ru*

Северо-Тунгусская НГО впервые была выделена А.Э. Конторовичем, Н.В. Мельниковым и В.С. Старосельцевым [Конторович и др., 2017]. Ее площадь – 355 тыс. км<sup>2</sup>. В административном плане находится в Красноярском крае. Тектонически Северо-Тунгусская НГО расположена в центральных и северных районах Курейской синеклизы. Северная граница Северо-Тунгусской нефтегазоносной области проведена по границе Курейской синеклизы и Енисей-Хатангского регионального прогиба. Южная граница области в настоящей работе проведена по южной границе рифогенного пояса кембрия. На западе область граничит с Турухано-Норильским самостоятельным нефтегазоносным районом, а на востоке проводится вдоль западного склона Анабарской антеклизы [Конторович и др., 2017].

В последние полтора десятка лет выполнены значительные объёмы геологоразведочных работ: бурение параметрических скважин, проведение сейсморазведочных работ. В пределах



зоны соединения Курейской синеклизы и южного склона Анабарской антеклизы отработаны комплексные региональные геофизические работы. Первичной обработкой и интерпретацией полученных материалов занимались специалисты ОАО «Енисейгеофизика» [Моисеев и др., 2021].

Вследствие этих работ показано, что на нефтегазоматеринских породах куонамской свиты и её стратиграфических аналогах залегают клиноформные отложения майского возраста. В этой связи весьма актуальной является задача по выявлению условий формирования ниже-среднекембрийских отложений в Северо-Тунгусской ПНГО [Моисеев и др., 2021].

Согласно схеме фациального районирования кембрийских отложений Сибирской платформы, выделены три крупных фациальных региона: Турухано-Иркутско-Олекминский, Юдомо-Оленёкский и Анабаро-Синский. Эти регионы отличаются друг от друга по вещественному составу отложений и по комплексам органических остатков [Моисеев и др., 2021].

**Турухано-Иркутско-Олекминский** регион представляет собой внутреннюю часть карбонатной платформы, где накапливались соли и сульфатсодержащие доломиты. В этой части платформы разрез нижнего и среднего кембрия представлен карбонатными и галогенно-карбонатными отложениями. На большей части территории центральных и южных районов Сибирской платформы в предмайское время выделяется региональный перерыв в осадконакоплении. В предрифовой части Турухано-Иркутско-Олекминского региона из разреза полностью выпадают соли, что связано с опреснением морского бассейна [Моисеев и др., 2021].

**Анабаро-Синский фациальный** регион является рифовым обрамлением мелководного шельфа, который разделяет солеродный бассейн от куонамского относительно глубоководного бассейна, где в условиях некомпенсированного режима накапливались сланцеватые глинистые известняки, обогащенные органическим веществом [Моисеев и др., 2021].

**Юдомо-Оленёкский фациальный** регион находится на севере и востоке Сибирской платформы. На мелком и глубоком шельфе моря накапливались карбонатные и кероген-кремнисто-карбонатные, обогащенные аквагенным органическим веществом биогенные и хемо-биогенные илы. В процессе их катагенетических преобразований сформировалась газонефтепроизводящая и перспективная нефтематеринская толща куонамской свиты. С запада и востока бассейн в данном регионе ограничивался обширными областями морского мелководья, развитого на Туруханской и Анабарской кембрийских карбонатных платформах. Особенностью осадконакопления в этих бассейнах являлось формирование не только протокерогенных, но и кремнистых, кремнисто-карбонатных и карбонатных илов. Поэтому в разрезе куонамской свиты происходит сложное чередование карбонатных, кремнистых и обогащенных аквагенным органическим веществом кероген-глинисто-кремнисто-карбонатных пластов. В этих окраинных морях формировались также одиночные рифы и относительно небольшие рифовые системы [Моисеев и др., 2021].

В качестве наиболее перспективных объектов на территории Северо-Тунгусской НГО преимущественно рассматривают рифовые массивы кембрия, образования майского клиноформного комплекса, отложения ордовика и силура. Далее приведены геологические основания высокой оценки перспектив нефтегазоносности этого региона и риски, связанные с такой оценкой.

На Сибирской платформе толщей, уникально обогащенной органическим веществом морского генезиса, является куонамская свита. В ходе геологической истории она погрузилась на глубины, при которых температура и давление были достаточны для генерации нефти органическим веществом. Практически на всей территории Северо-Тунгусской НГО развиты отложения обогащенной органическим веществом куонамской свиты, нефтематеринские свойства которой давно установлены. А также, известно, что эти доманикоидные породы обладают коллекторскими свойствами, а значит, область развития куонамской формации

может рассматриваться в качестве самостоятельной региональной зоны нефтегазонакопления [Конторович и др., 2021].

В настоящее время о породах куонамской свиты, развитых в пределах Северо-Тунгусской НГО, информации крайне мало. Непосредственно на исследуемой территории куонамская свита вскрыта скважиной Чиридинская-271 (инт. 4364–4466 м с интрузией в средней части мощностью 35 м), а ближайшие скважины, ее вскрывающие, – Сохолохская-706 (инт. 2023–2247 м с интрузией 100 м) и Нижнеимбакская-219 (инт. 2296–2320 м) – находятся за пределами Северо-Тунгусской НГО. В Чиридинской скважине вынос керна из интервала куонамской свиты составил всего 17,8 %, где он представлен темно-серыми до черного глинистыми известняками [Губин и др., 2018].

Палеореконструкции, выполненные специалистами ИНГГ СО РАН для куонамской свиты, показывают, что к концу перми (до масштабного проявления траппового магматизма) она погрузилась на глубины, достаточные для запуска процессов генерации УВ, сформировав обширный Туринский очаг нефтегазообразования, охватывающий большую часть территории Северо-Тунгусской НГО и занимающий площадь порядка 225 тыс. км<sup>2</sup>, а также меньший по размеру Ламско-Хантайский очаг площадью более 60 тыс. км<sup>2</sup>. Северное замыкание последнего неизвестно вследствие резкого погружения палеозойских комплексов под мезозой Енисей-Хатангского регионального прогиба [Губин и др., 2018].

Согласно результатам моделирования процессов нефтегазообразования, в Туринском очаге значительная часть генерационного потенциала куонамской свиты к началу перми была реализована. Скорее всего, к началу внедрения траппов основная часть залежей была сформирована за счет УВ, генерация которых имела место в девоне, позднем карбоне и ранней перми [Губин и др., 2018].

Северо-Тунгусская область характеризуется сложными природно-климатическими условиями, в силу которых геофизические работы и глубокое бурение практически не проводились. Выполненные в последние годы сейсморазведочные работы подтвердили широкое распространение в Северо-Тунгусской области куонамской свиты и наличие над ней крупных резервуаров. Региональным флюидоупором для них могут служить глинисто-сульфатно-карбонатные образования верхоленской серии верхнего кембрия.

Сочетание этих благоприятных факторов нефтеносности позволяет высоко оценивать перспективы нефтеносности Северо-Тунгусской НГО и выбрать для ее оценки в качестве эталона аналогичный по строению клиноформный берриас-нижнеаптский комплекс Западно-Сибирского бассейна, залегающий на обладающей уникальным нефтегенерационным потенциалом баженовской свите [Конторович и др., 2021].

Однако, в раннетриасовое время под современной северо-западной частью Азиатского континента к поверхности земли поднялись огромные массы магмы, часть из которой попала в проницаемые пласты и создала магматические тела среди осадочных пород. В таких зонах осадочные породы могли нагреться до 1000-1200 °С. Под воздействием таких температур залежи углеводородов должны были быть уничтожены.

Кроме низкой степени изученности и траппов, следующие обстоятельства будут порождать риски при освоение этих районов недропользователями. Во-первых — прогнозируемый высокий уровень катагенеза нефтегазопроизводящих и нефтегазосодержащих пород кембрия, во вторых — возможность диссипации залежей при мезозойско-кайнозойском воздымании территории [Конторович и др., 2021].

Исходя из благоприятных факторов и рисков, описанных выше, специалисты ИНГГ СО РАН оценили ресурсы нефти и газа на территории Северо-Тунгусской НГО. Согласно оценкам, выполненным в ИНГГ СО РАН в 2015 году извлекаемые ресурсы нефти в Северо-Тунгусской НГО равны 10,6 млрд т, свободного газа — 11,4 трлн м<sup>3</sup> [Конторович и др., 2021].

### Список литературы:

1. Губин И.А. Выделение очагов генерации углеводородов в куаномской свите в Северо-Тунгусской НГО с использованием сейсмических данных / И.А. Губин, А.Э. Конторович, С.А. Моисеев. Новосибирск : ИНГГ СО РАН, 2018. С. 48-53.
2. Конторович А.Э. Нефтегазогеологическое районирование Сибирской платформы (Уточненная версия) / А.Э. Конторович, Л.М. Бурштейн, В.И. Вальчак. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2017. С. 59-61.
3. Конторович А.Э. Перспективы нефтегазоносности и программа региональных работ на территории Северо-Тунгусской НГО / Конторович А.Э., А.М. Фомин, И.А. Губин, Л.М. Бурштейн. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2021. С. 159-161.
4. Моисеев С.А., Фомин А.М., Губин И.А. Уточнение предпосылок нефтегазоносности нижне-среднекембрийских отложений Северо-Тунгусской перспективной нефтегазоносной области с учетом современных результатов региональных геологоразведочных работ // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2021. Т.16. №3. С. 2-15. [http://www.ngtp.ru/rub/2021/24\\_2021.html](http://www.ngtp.ru/rub/2021/24_2021.html)

## ГЕОЛОГИЯ И УГЛЕРОДИСТОЕ ВЕЩЕСТВО ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНО-УРАЛЬСКОГО ПОДНЯТИЯ ЮЖНОГО УРАЛА

*А.В. Пантелева<sup>1</sup>, А.В. Сначёв<sup>1</sup>, А.М. Тюрин<sup>2</sup>, В.Э. Баширов<sup>1,3</sup>*

<sup>1</sup>Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа

<sup>2</sup>Оренбургский государственный университет, Оренбург

<sup>3</sup>Уфимский Университет Науки и Технологий, Уфа

e-mail: kolomojets56@mail.ru

Изучение углеродистых сланцев оренбургского сегмента Южного Урала проводилось авторами с целью выявления потенциально нефтегазоносных комплексов. Основное внимание было уделено углеродистым сланцам сакмарской (Кувандыкский карьер, N51°28'00", E57°23'03") и сарбаевской (Рысаевский карьер, N51°39'00", E57°48'80") свит расположенные в крайней западной части Центрально-Уральского поднятия в юго-западной части листа М-40-IV (Медногорск) масштаба 1:200000 (рис. 1).

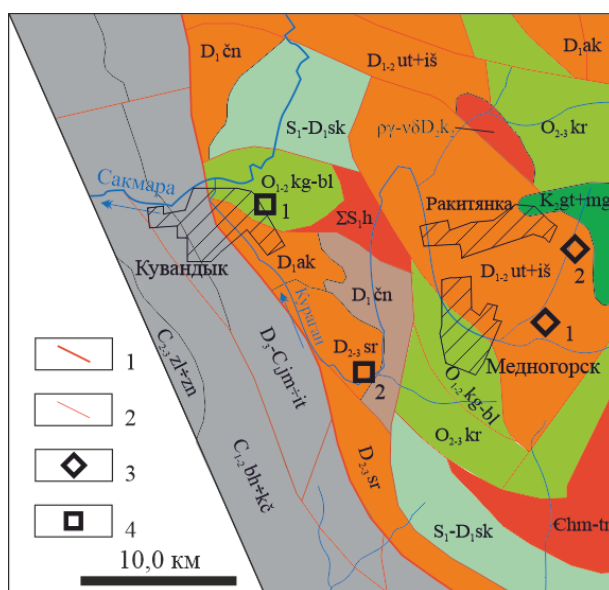


Рис. 1. Кувандык-Медногорская зона Центрально-Уральского поднятия. Фрагмент геологической карты доплиоценовых образований масштаба 1:1000000 [Тюрин и др., 2022].

Условные обозначения: 1 – Западно-Уральский разлом. К востоку от него Центрально-Уральское поднятие, к западу – передовые складки Урала. 2 – разломы; 3 – медноколчеданные месторождения: Комсомольское (1), Блявинское (2); 4 – карьеры: Кувандыкский (1), Рысаевский (2).

Сакмарская свита ( $S_1-D_{1sk}$ ) представлена кремнистыми, углеродисто-кремнистыми, углеродисто-глинистыми сланцами, фтанитами. Они вскрыты в карьере размером  $80 \times 140$  м и глубину до 5 м и представлены тонкослоистыми породами с углами залегания  $45^\circ$ . Толщина слоёв от 0,5 до 5,0 см, мощность толщи 150-700 м. Отобранные углеродистые сланцы имеют скрытокристаллическую и микрочешуйчатую структуры; микрослоистые, подчеркнутые оптической ориентировкой чешуек слюдястого материала текстуры [Тюрин и др., 2022]. Углеродистое вещество в черных сланцах представлено штрихоподобными выделениями темно-бурого цвета, а также включениями неправильной формы светло-коричневого гелефицированного вещества. Отложения сарбаевской свиты ( $D_{2-3sr}$ ) вскрыты в Рысаевском карьере, являющемся ее стратотипом и геологическим памятником [Чибилев и др., 2009]. Сарбаевская свита сложена преимущественно кремнистыми и глинистыми алевролитами, кремнисто-углеродисто-глинистыми сланцами. Мощность 50-300 м. В кремнях найдены живетские и нижнефранские конодонты. В Рысаевском карьере из двух обнажений сарбаевской свиты отобраны все разновидности сланцев: черные углеродистые сланцы, местами ожелезненные; серые слабоуглеродистые сланцы с прослоями углеродистых сланцев.

Силикатный анализ углеродистых сланцев сакмарской сарбаевской свит проводился по стандартной методике (аналитик С.А. Ягудина, Институт геологии УФИЦ РАН). На диаграмме А–S–С О.В. Горбачёва, Н.А. Созинова [1985] изучаемые углеродистые сланцы образуют непрерывный ряд кремнисто-углеродистой формации. Незначительная примесь терригенного материала, низкие значения карбонатного модуля  $C = (CaO+MgO)$  и присутствие радиолярий в сланцах указывают на их накопление в пределах глубоководного морского бассейна. Источником примеси для кремнисто-углеродистых сланцев служили литарениты, содержащие зёрна кварца, метаморфизованный кварцит и обломки мелкозернистых вулканических, метаморфических и осадочных пород. По данным химического состава осадочных пород можно в определенной мере судить и о составе пород-источников обломочного материала для них. Для этого обычно используется ряд различных диаграмм, наиболее широко из них – диаграмма F1-F2 [Roser, Korsch, 1988]. Распределение фигуративных точек состава рассматриваемых углеродистых сланцев показывает, что источником обломочного материала были преимущественно осадочные породы богатые кварцем и магматические породы среднего состава. Также, проведена реконструкция условий накопления углеродистых толщ, на диаграмме  $DF_1-DF_2$  изучаемые породы образуют компактный рой коллизионной геодинамической обстановки [Verma, Armstrong-Altrin, 2013].

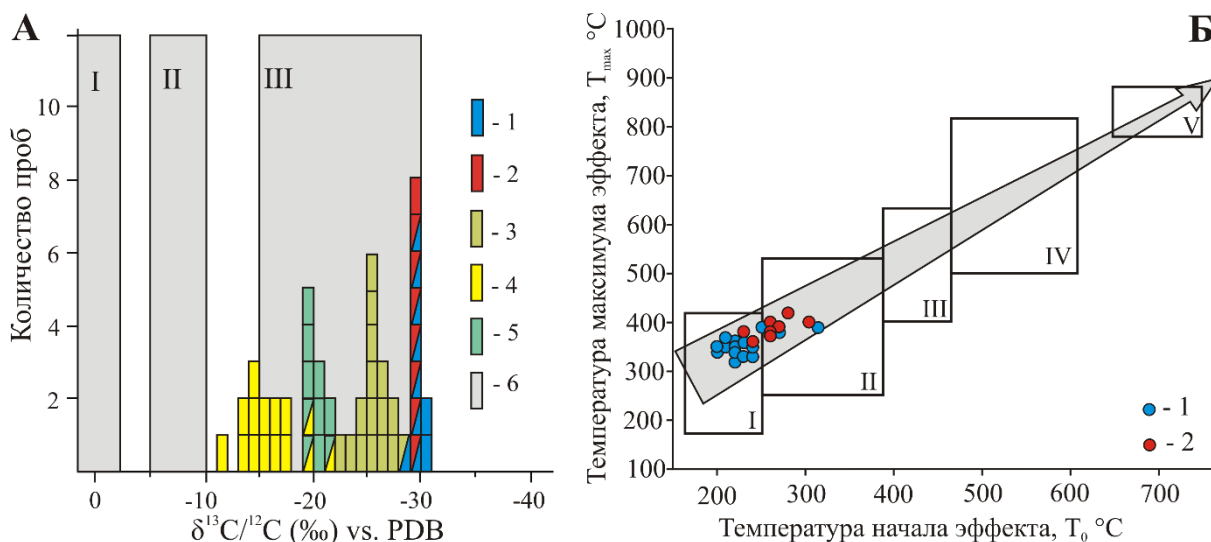


Рис. 2. Изотопный состав углерода для черносланцевых отложений разных структурно-формационных зон Южного Урала (А) и положение точек температуры начала и максимума экзотермического эффекта образцов сланцев сакмарской и сарбаевской свит на диаграмме термической устойчивости углеродистых веществ (Б).

Условные обозначения: 1 – сакмарская свита ( $S_1-D_{1sk}$ ), 2 – сарбаевская свита ( $D_{2-3sr}$ ) Зилаирский антиклинорий, 3 – булатовская свита ( $S_1-D_{1bl}$ ) Верхотурско-Новооренбургская зона, 4 – амурская толща ( $D_{2-3am}$ ) Магнитогорская мегазона [Сначёв, 2022], 5 – брединская свита ( $C_{1bd}$ ) Алапаевско-Адамовская зона [Tuurin et al., 2021], 6 – поля типичных значений изотопов углерода для морских карбонатов (I), мантийного углерода (II) и биогенного углерода (III) по [Javoy et al., 1986]. Ступени выгорания углеродистых веществ по Силаеву В.И. др. [2009]: I – современные растения, органическое вещество в неметаморфизованных осадочных породах, копролиты; II – асфальты, низшие кериты; III – асфальтиты, кериты; IV – высшие кериты, антракосолиты, шунгиты; V – графит, карбонадо.

Термогравиметрический анализ 26 образцов сланцев сакмарской и сарбаевской свит выполнен на дериватографе Q-1500 в Институте геологии УФИЦ РАН (аналитик Т.И. Черникова). Расшифровка термогравиметрических кривых и подсчет содержаний ТОС проводился по стандартной методике [Иванова и др., 1974]. Результаты анализа показали, что содержание углерода в породах сакмарской ( $S_1-D_{1sk}$ ) свиты в среднем составляет порядка 7,1% и достигает 10,4% в наиболее обогащенных прослоях, что позволяет отнести их к углеродистому типу. Углеродистые сланцы сарбаевской свиты ( $D_{2-3sr}$ ) содержат углерода намного меньше, его среднее содержание составляет 1,2% (максимальное 3,2%), и относится к слабоуглеродистому типу. На основе соотношения температур начала экзотермического эффекта и максимальных его значений на диаграмме термической устойчивости углеродистое вещество сланцев относится к органике неметаморфизованных осадочных пород (рис. 2). В целом степень регионального метаморфизма пород можно отнести к начальным стадиям катагенеза. [Силаев и др., 2009].

Измерения изотопного состава углерода производились методом проточной масс-спектрометрии в режиме постоянного потока гелия (CF-IRMS) в ЦКП «Геонаука» Института Геологии Коми НЦ Уро РАН (аналитик Смолева И.В.). Значения  $\delta^{13}C_{org}$  для рассматриваемых углеродистых сланцев достаточно выдержанные и укладываются в интервал от -28,13 – -30,13‰ для сакмарской свиты и от -28,31 – -28,97‰ для сарбаевской свиты, что указывает на его биогенную природу (рис. 2). Причем отмечается явное его «утяжеление» для глубоководных сланцев сакмарской, сарбаевской и булатовской свит относительно сланцев амурской и брединской толщ отлагавшихся в мелководном бассейне прибрежно-морской зоны.



Анализ вышеизложенного материала по углеродистым отложениям сакмарской (S<sub>1</sub>-D<sub>1sk</sub>) и сарбаевской (D<sub>2-3sr</sub>) свит позволил сделать ряд следующих основных выводов:

1. Петрохимические особенности углеродистых сланцев указывают на накопление осадка в пределах глубоководного морского бассейна. Источником обломочного материала служили преимущественно осадочные породы богатые кварцем и магматические породы среднего состава.

2. Содержание углерода в породах сакмарской (S<sub>1</sub>-D<sub>1sk</sub>) свиты в среднем составляет порядка 7,1 % и достигает 10,4 % в наиболее обогащенных прослоях, что позволяет отнести их к углеродистому типу. Сланцы сарбаевской свиты (D<sub>2-3sr</sub>) содержат углерода намного меньше, его среднее содержание составляет 1,2 % (максимальное 3,2 %), и относятся к слабоуглеродистому типу.

3. В целом степень регионального метаморфизма пород можно отнести к начальным стадиям катагенеза. Значения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  для рассматриваемых углеродистых сланцев достаточно выдержанные и укладываются в интервал от -28,13 – -30,13‰ для сакмарской свиты и от -28,31 – -28,97‰ для сарбаевской свиты, что указывает на его биогенную природу.

*Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00265, <https://rscf.ru/project/23-27-00265/>*

### **Список литературы:**

1. Горбачёв О.В., Созинов Н.А. Некоторые петрохимические и геохимические аспекты типизации углеродистых отложений докембрия // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1985. С. 55–62.
2. Иванова В.П., Касатов Б.К., Красавина Т.Н., Розина Е.Л. Термический анализ минералов и горных пород. Л.: Недра, 1974. 399 с.
3. Силаев В.И., Меньшикова Е.А., Ковалева О.В., Петровский В.А., Сухарев А.Е. Термическая устойчивость природных углеродистых веществ и их синтетических аналогов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: матер. науч. чтений памяти П.Н. Чирвинского. Пермь: Изд-во ПГУ, 2009. № 12. С. 3–21.
4. Сначёв А.В. Углеродистое вещество черных сланцев амурской толщи (Южный Урал) // Нефтегазовое дело. 2022. Т. 20, № 4. С. 6–18. <https://doi.org/10.17122/ngdelo-2022-4-6-18>
5. Тюрин А.М., Сначёв А.В., Коломоец А.В., Суяркова А.А. Углеродистые сланцы силура в контексте перспектив нефтегазоносности (Южный Урал, г. Кувандык) // Нефтегазовое дело. 2022. Т. 20. № 6. С. 6–19. DOI: 10.17122/ngdelo-2022-6-6-19.
6. Чибилев А.А., Павлейчик В.М., Чибилев А.А. (мл) Природное наследие Оренбургской области: особо охраняемые природные территории. Оренбург: УрО РАН, Печатный дом «Димур», 2009. 328 с.
7. Javoy M., Pineau F., Delorme H. Carbon and nitrogen isotopes in the mantle // Chemical Geology. 1986. Vol. 57. P. 41–62.
8. Roser B.P., Korsch R.J. Provenance signatures of sandstone–mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data // Chemical Geology. 1988. Vol. 67. P. 119-139. DOI: 10.1016/0009-2541(88)90010-1
9. Tyurin A.M., Kolomoets A.V., Snachev A.V., Smoleva I.V., Pankrat'ev P.V. Carbonaceous deposits (carboniferous) and oil and gas potential prospects of the Magnitogorsk trough (South Urals) // Uchenye Zapiski Kazanskogo Universiteta. Seriya Estestvennye Nauki. 2021. Vol. 163. No. 3, P. 466–476. DOI: 10.26907/2542-064X.2021.3.466–476
10. Verma S.P., Armstrong-Altrin J.S. New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins // Chemical Geology. 2013. Vol. 355. P. 117–133. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2013.07.014

## **ПАЛЕОМАГНИТНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД БИРЬЯНСКОЙ ПОДСВИТЫ ЗИЛЬМЕРДАКСКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ ВДОЛЬ АВТОТРАССЫ УФА-БЕЛОРЕЦК**

***Н.П. Парфирьев***

*Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, г. Уфа,  
e-mail: parfirjev.nuikita@yandex.ru*

В 2023 г. сотрудниками лаборатории геофизики ИГ УФИЦ РАН был проведен палеомагнитный рекогносцировочный отбор коллекции образцов бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея вдоль дороги Уфа-Белорецк от с. Инзер и на северо-запад в сторону г. Уфа. Из 6 разрезов было отобрано 92 образца преимущественно красноцветных аркозовых песчаников. Во всех разрезах слои залегают моноклинально, азимут падения варьирует в пределах 80-130°, угол падения в среднем 30°.

Основной целью отбора являлось получение средних палеомагнитных направлений бирьянской подсвиты и их сравнение с вышележащими подсвитами зильмердакской свиты и, что более важно, со средними направлениями в перекрывающей катавской свите [Голованова и др., 2023]. Катавская свита верхнего рифея является уникальным палеомагнитным объектом на Южном Урале с характерным средним палеомагнитным направлением. В случае отличия направлений в зильмердакской и катавской свитах можно утверждать, что породы этих свит не были затронуты региональным перемагничиванием в результате активной тектоники, связанной с закрытием Уральского палеоокеана и формированием Пангеи [Пучков, 2010].

Кроме того, получение новых палеомагнитных направлений в зильмердакской свите интересно с точки зрения стратиграфии. Источники сноса обломочных цирконов (ОЦ) в бирьянской подсвите значительно отличаются от источников сноса ОЦ в нижележащей зигальгинской свите и вышележащей лемезинской подсвите зильмердакской свиты. При этом спектр возрастов ОЦ бирьянской подсвиты очень схож с спектром ОЦ терригенных пород ашинской серии венда [Маслов, 2022]. В связи с этим, а также с обнаружением в породах бирьянской подсвиты арумбериоморф, возраст которых ограничен интервалом 560 – 520 млн. лет, некоторые исследователи считают, что бирьянская подсвита относится к ашинской серии венда.

Существуют достаточно качественные палеомагнитные определения для басинской [Левашова и др., 2015] и зиганской [Левашова и др., 2021] свит венда. В случае, если палеомагнитные направления в бирьянской подсвите будут попадать в области распределения направлений ашинской серии, то это станет доводом в пользу теории о принадлежности бирьянской подсвиты к серии и, соответственно, наоборот.

Исследование проводилось по стандартной общепризнанной методике. Образцы подвергались ступенчатому термическому размагничиванию в немагнитной печи TD48 (ASC Scientific, США) вплоть до 700° (где это было необходимо). Остаточная намагниченность измерялась на спин-магнитометре JR-6 (Agico, Чехия) (уровень шума 0.005 mA/m). Обработка результатов измерений естественной остаточной намагниченности выполнена с помощью пакета программ Р. Дж. Энкина и PMTools [Ефремов и др., 2023].

На диаграммах Зийдервельда в 40 образцах выделяется только магнетитовая компонента намагниченности, в 52 образцах носителями намагниченности являются два минерала: магнетит и гематит (рис. 1). В образцах с двухкомпонентным характером намагниченности магнетитовая и гематитовая компоненты схожи по направлению, что говорит о раннедиагенетической природе гематита и, вероятно, о первичности высокотемпературной компоненты (ВТК) намагниченности. Примерно в половине всех образцов овалы доверия ( $\alpha_{95}$ ) превышают 15°, что ухудшает общую картину компонентного анализа.

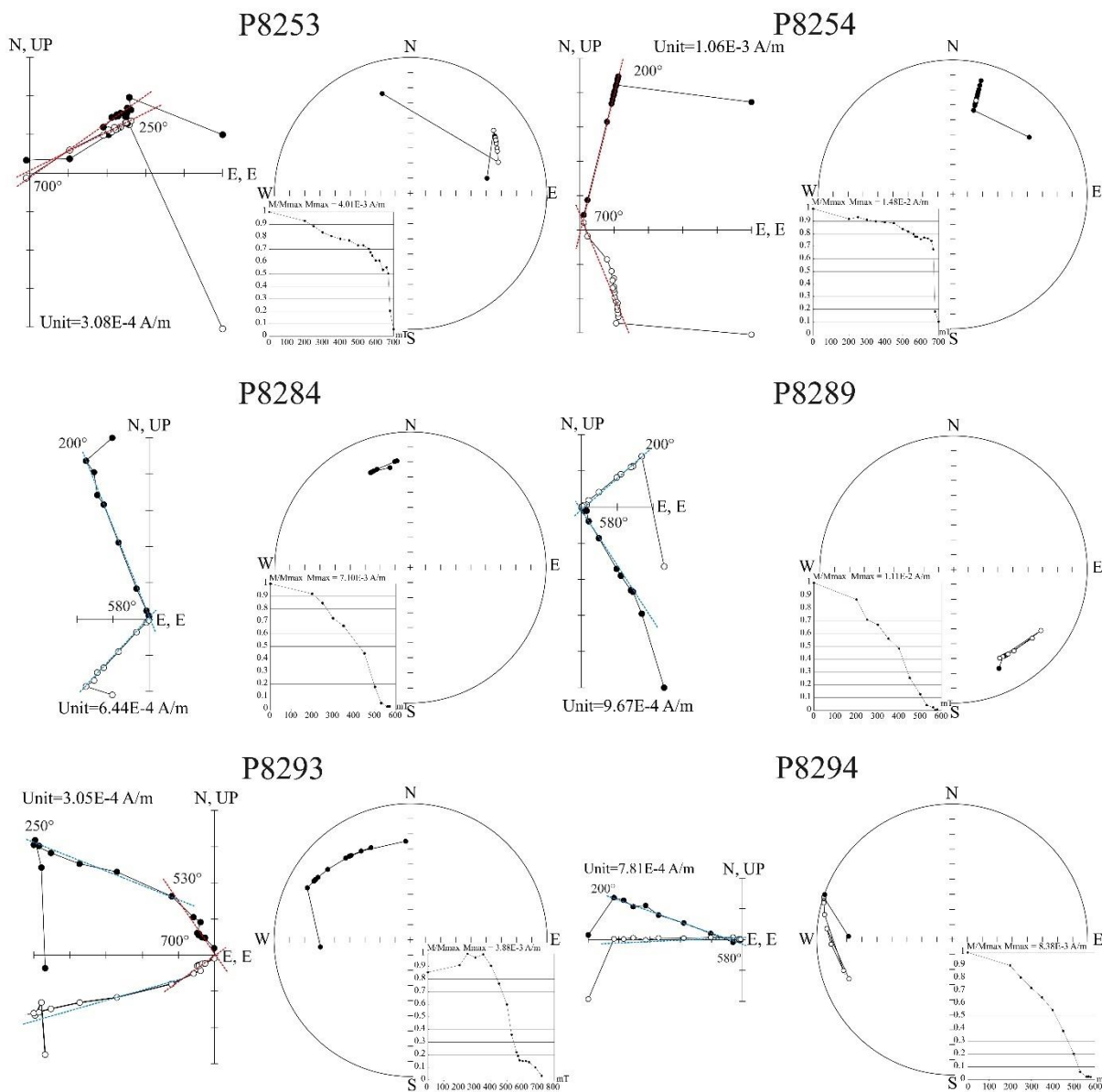


Рис. 1. Результаты терморазмагничивания некоторых изученных образцов в древней (стратиграфической) системе координат

Примечания: залитые (незалитые) символы – проекция на горизонтальную (вертикальную) плоскость. Температуры даны в градусах Цельсия. Синий пунктир обозначает выделенную в образце ВТК намагниченности, красный пунктир – гематитовую ВТК намагниченности.

На стереограммах картина распределения палеомагнитных направлений близка к полному хаосу (рис. 2 а). Тенденция к сколь-либо значимой группировке отсутствует. При осреднении образцов по компонентам намагниченности, кажется, что в гематитовых образцах есть тенденция к группировке векторов в северо-восточном сегменте стереограммы (рис. 2 б), близкой к катавским направлениям, но учитывая общий объем выборки и огромный овал доверия, мы не склонны считать это осреднение валидным. Магнетитовые образцы распределены хаотично, овал доверия еще больше, чем в гематитовых образцах (рис. 2 в).

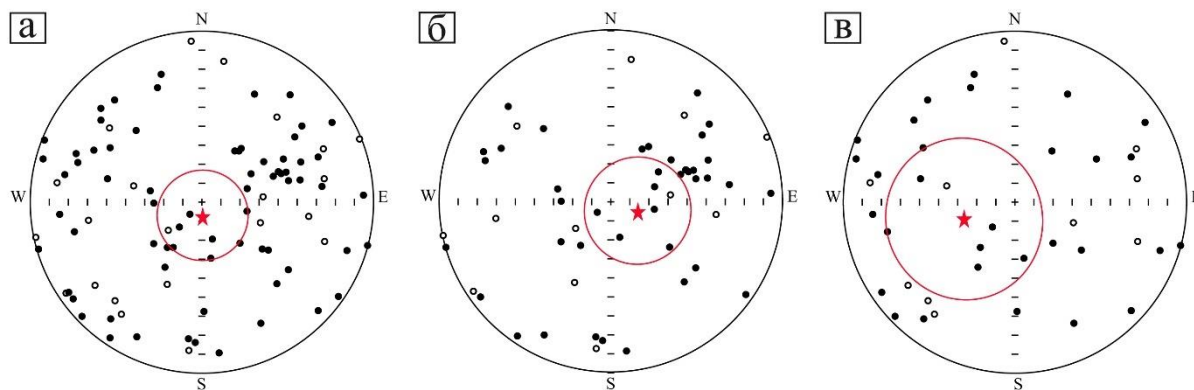


Рис. 2. Стереогаммы направлений ВТК намагниченности в стратиграфической системе координат для: всей коллекции образцов (а), гематитовой ВТК (б), магнетитовой ВТК (в).

*Примечание: залитые (незалитые) символы – проекция на горизонтальную (вертикальную) плоскость; красная звезда – среднее направление и овал доверия.*

При взгляде на такой результат возникает вопрос: почему при достаточно неплохом палеомагнитном сигнале в образцах на стереогаммах мы видим хаос? В ранних палеомагнитных исследованиях зильмердакской свиты и, в частности, бирьянской подсвиты уже было отмечено, что качество сигнала оставляет желать лучшего, но, тем не менее, среднее направление в них выделялось [Павлов и др., 2010]. В работе В.Э. Павлова [Павлов и др., 2010] описывалось палеомагнитное исследование разреза бирьянской подсвиты зильмердакской свиты, так же в районе с. Инзер. Автором было получено приличное биполярное среднее направление, кроме того, в разрезе выполнялся тест складки, являющийся аргументом в пользу доскладчатости ВТК намагниченности. Разрезы, отобранные в рамках данной работы, находились всего в нескольких километрах от изученного В.Э. Павловым разреза, но результаты совершенно разные.

Мы считаем, что причина кроется в генезисе и минералогии бирьянских пород. Песчаники и тонкозернистые обломочные породы бирьянской подсвиты зильмердакской свиты сложены материалом первого седиментационного цикла, основными источниками кластики для верхнерифейского аркозового комплекса Южного Урала выступали граниты вулканических дуг и коллизионные. Этот вывод подтверждает исследование систематики Sm и Nd тонкозернистых обломочных пород бирьянской подсвиты зильмердакской свиты [Маслов, 2022]. После литификации породы были подвержены метасоматозу: флюид по трещинам поступал через слой алевролитов, выступающий флюидоупором [Мичурин и др., 2023], из-за чего возможное перемагничивание пород происходило порционно и поэтому на стереогаммах векторы намагниченности образцов расположены хаотично друг относительно друга. Если придерживаться этой точки зрения, то возникает другой вопрос: почему в разрезе, охарактеризованном В.Э. Павловым достаточно кучное среднее направление? Возможно, в данном конкретном случае магнитные минералы оказались достаточно жесткими и не перемагнитились в результате метасоматоза, но вопрос о первичности намагниченности все же остается открытым. Тест складки свидетельствует только в пользу доскладчатости намагниченности, но не ее синхронности образованию пород. В любом случае в этой области необходимы дополнительные исследования.

Несмотря на то, что в результате проделанной работы не было получено среднего палеомагнитного направления для изученного разреза, а выделенная компонента намагниченности с большой вероятностью является вторичной, поставленные цели работы, в какой-то степени, можно считать выполненными.

Распределение палеомагнитных направлений образцов из разреза бирьянской подсвиты зильмердакской свиты в районе с. Инзер такого же низкого качества, как и, в целом, в зильмердакской свите. Хаотичное распределение векторов на стереогамме значительно

отличается от более кучных и логичных направлений в катавской свите (табл. а), что является весомым аргументом против регионального перемагничивания как минимум катавской свиты.

В басинской и зиганской свитах запечатлен достаточно качественный палеомагнитный сигнал с характерными средними направлениями [Левашова и др., 2015; Левашова и др., 2021]. В нижележащих бакеевской и урюкской свитах качество сигнала несколько хуже, но, тем не менее, средние направления в них выделяются [Парфирьев и др., 2024; Лубнина и др., 2014]. Даже если считать среднее направление в бирьянской подсвите полученное В.Э. Павловым как характерное для подсвиты, оно все равно не попадает ни в один из ашинских палеомагнитных кластеров (табл. б) Из чего можно сделать вывод, что палеомагнитного обоснования причастности бирьянской подсвиты к ашинской серии венда не было получено.

Таблица. Сравнение ВТК намагниченности бирьянской подсвиты с верхнерифейской катавской свитой и свитами ашинской серии венда.

Свита / разрез	N	Стратиграфическая система координат			
		D (°)	I (°)	k	$\alpha_{95}$ (°)
Бирьянская подсвита	92*	176.7	83.1	1.4	23.8
Бирьянская подсвита [15]	73*	3.6	11.6	6.0	7.4
а) Катавская свита					
Галиакберово [11]	13	54.8	22.9	42.1	6.5
Юрюзань [11]	70	52.2	33.5	38.1	2.8
б) Ашинская серия					
Зиганская свита [13]	214*	106.7	-20.4	6.5	4.1
Басинская свита [12]	34	54.8	-34.7	31.1	4.5
Урюкская свита [8]	34*	234.8	34.7	31.1	4.5
Бакеевская свита [14]	48*	316.5	36.3	13.3	5.9

N – количество сайтов / \* – образцов, D° и I° – магнитные склонение и наклонение, k – кучность распределения векторов,  $\alpha_{95}$ (°) – радиус овала доверия.

#### Список литературы:

1. Ефремов И.В., Веселовский Р.В. PMTools: новое программное обеспечение для анализа палеомагнитных данных // Физика Земли. 2023. № 5. С. 150–158.
2. Маслов А.В. Источники кластики для верхнерифейского аркозового комплекса Южного Урала: некоторые геохимические ограничения // Геохимия. 2022. Т. 67. № 11. С. 1124–1141.
3. Мичурин С. В., Казбулатова Г. М., Самигуллин А. А., Шарипова А. А. Геохимические особенности бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея в связи с вопросами рудогенеза (хр. Зильмердак, Южный Урал) // Геологический вестник. 2023. № 3. С. 13–25.
4. Парфирьев Н. П., Данукалов К. Н., Голованова И. В. Палеомагнитное изучение терригенных пород урюкской свиты на территории Южного Урала // Геологический вестник. 2024. № 1. С. 103–112.
5. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
6. Golovanova I.V., Danukalov K.N., Salmanova R.Yu., Levashova N.M., Parfiriev N.P., Sergeeva N.D., Meert J.G. Magnetic field hyperactivity during the early Neo proterozoic: A paleomagnetic and cyclostratigraphic study of the Katav Formation, southern Urals, Russia // Geosci. Front. 2023. V. 14, No 4. 15 p.
7. Levashova, N.M., Bazhenov, M.L., Meert, J.G., Danukalov, K.N., Golovanova, I.V., Kuznetsov, N.B., Fedorova, N.M.: Paleomagnetism of upper Ediacaran clastics from the South Urals: Implications to paleogeography of Baltica and the opening of the Iapetus Ocean. Gondwana Research. 28 (1). 2015. P. 191–208.
8. Levashova, N.M., Golovanova, I.V., Rud'ko, D. V., Danukalov, K.N., Rud'ko, S.V., Sal'manova, R.Yu., Meert, J.G.: Late Ediacaran magnetic field hyperactivity: Quantifying the reversal frequency in the Zigan Formation, Southern Urals, Russia. Gondwana Research. 94. 2021. P. 133–142.
9. Lubnina N. V., Pisarevsky S. A., Puchkov V. N., Kozlov V. I., Sergeeva N. D. New paleomagnetic data from Late Neoproterozoic sedimentary successions in Southern Urals, Russia: implications for the Late



Neoproterozoic paleogeography of the Iapetan realm // International J. Earth Sci. 2014. V. 103. Is. 5. P. 1317–1334.

10. Pavlov V., Gallet Y. Variations in geomagnetic reversal frequency during the Earth's middle age // Geochem. Geophys. Geosyst. 2010 V. 11. № 1. 28 p.

## **ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННОГО ПОЛОЖЕНИЯ КВАРЦ-СУЛЬФИДНЫХ ЗОН ОРУДЕНЕНИЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ КОМПЛЕКСНЫХ ДАННЫХ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ**

***А.З. Чилингарян, К.А. Каранетян***

*Институт геофизики и инженерной сейсмологии НАН РА, Р. Армения*

*e-mail: a.chilingaryan1@mail.ru*

Задача по исследованию закономерностей прослеживания кварц-сульфидных золоторудных жил фактически сводится к постановке геофизических работ на стадии предварительной разведки месторождения. В данной статье излагаются некоторые особенности постановки геофизических исследований в условиях Меградзорского месторождения Армении при учете сложности решаемых задач и изменчивости геолого-геофизического разреза (изменение мощности аллювиально-делювиальных отложений, наличие околорудных изменений, различного рода рудоконтролирующих факторов, резкое изменение содержания и состава сульфидных минералов и т.д.).

Основными задачами проведенных геофизических работ являлись:

- а) поиски рудных тел, рудных жил, зон или других рудоносных структур;
- б) прослеживание по простирацию и падению;
- в) глубинное геофизическое исследование при разведке и оценке глубоких горизонтов месторождения.

В подземных условиях принцип комплексирования усугубляется тем, что не все геофизические методы могут указать на местоположение возмущающего объекта, так как последний может оказаться расположенным самым различным образом по отношению к подземному профилю измерения. В этом отношении определенным преимуществом обладают методы естественного электрического поля (ЕЭП и РВП), магниторазведка, магниторазведка и некоторые другие. Успех пространственной интерпретации результатов геофизических наблюдений обусловлен включением в рациональный комплекс тех геофизических методов, теоретические и методические основы которых позволяют проводить пространственную интерпретацию. В остальных случаях только благоприятная геологическая обстановка может способствовать успешной интерпретации результатов наблюдений.

На Зодском и Меградзорском золоторудных месторождениях естественные электрические поля характеризуются большим распространением и низкими значениями потенциалов. Дипольный характер кварц-сульфидных рудных полей (также как и других) позволяет оценить протяженность руд на глубину, а с другой, определить положение оруденения относительно выработки. Глубину распространения оруденения можно прогнозировать исходя из известных отношений и по характерных участку работ данных [Амирян, 1984; Бадалян и др., 1987].

Изменения гравитационного и магнитного полей обусловлены плотностной и магнитной неоднородностями пород в самой верхней части геологического разреза. Эти колебания резко уменьшаются с увеличением глубины исследований. При решении конкретных задач определения возмущающего тела относительно горной выработки в условиях Меградзорского месторождения следует исходить из следующего:

- при уменьшении массы возмущающего тела  $\Delta g$  убывает быстрее, чем  $\Delta Z$ , и наоборот

- увеличение глубины залегания возмущающего тела мало влияет на величину  $\Delta g$ , а для  $\Delta Z$  это влияние очень велико.

Следует отметить, что это касается также других геофизических методов (в основном- электроразведочных) для изучения приемов интерпретации по определению пространственного положения зон оруденения.

Интерпретация полевых наблюдений, как уже отмечалось, ведется с учетом той особенности, что работы проводятся в полном пространстве. Геологическое истолкование ведется обычно качественно из-за влияния мешающих факторов на данные наблюдений. В остальном, интерпретация данных принципиальных отличий от наземных работ не имеет [Бадалян, Безирганов и др., 1989; Chayes, 1871]. В условиях Меградзорского месторождения, в зависимости от мощности аллювиально - делювиальных отложений, измерения в методе КЭП проводились при разносах питающей линии АВ = 80м и 110м.

В условиях Меградзорского золоторудного месторождения применены ряд вариантов комплексирования геофизических методов и приемов интерпретации для определения пространственного положения зон оруденения с использованием подземных и наземных данных геолого- геофизических наблюдений [Карапетян К.А. 2018; Мхитарян, 1986; Комплексирование ..., Отчет, 1986].

В каждом конкретном случае успешное применение того или иного электроразведочного метода в зависимости от поставленной задачи обусловлено определенным расположением подземных горных выработок и творческим подходом использования различных схем и модуляций метода в данном конкретном случае. В условиях Меградзорского месторождения метод электрической корреляции (МЭК) применялся для корреляции рудных обнажений между дневной поверхностью и подземными выработками. Метод электрической корреляции был применен в варианте выработка–поверхность с целью увязки по падению рудных подсечений, прослеженных канавами по поверхности и вскрытых выработками.

Метод электрической корреляции (МЭК), а также его ближайший аналог – метод заряженного тела (МЗТ) являются основными электроразведочными методами, применяемые при геологическом изучении пространства вокруг подземных выработок и скважин. Применение этих методов при детальных работах помогает уточнить форму и элементы залегания рудных тел, выявить взаимосвязь отдельных рудных подсечений, проследить в пространстве рудоконтролирующие структуры.

На Меградзорском месторождении в подземном варианте применялся пьезоэлектрический метод (ПЭМ) разведки для выделения рудоносных образований и качественной оценки продуктивности рудных тел. На основе проведенных исследований установлено, что кварц-сульфидных жилы средней мощности можно выделить и проследить на расстоянии до 30-40 метров.

Используя палетки ПЭМ и ВП, можно оценить глубину залегания контакта двухслойной среды и ее свойства. Но для определения местоположения контакта (над кровлей или под подошвой выработки) необходимо иметь дополнительную геологическую или геофизическую информацию.

Общеизвестная методика геохимического опробования была применена также при изучении Меградзорского месторождения. Оконтуривание и исследование первичных геохимических ореолов вокруг известных месторождений и рудных тел производилось с учетом параметров фонового и минимально- аномального распределения (концентрации) элементов- индикаторов. Рудные тела Меградзорского месторождения сопровождаются широкими и интенсивными геохимическими ореолами искомых элементов [Амирян, 1984; Карапетян и др., 2021; Krumbain et al.; 1969].

Сопоставление результатов геохимического опробования с результатами метода ВП свидетельствуют, что наблюдается четкая корреляция по вертикальной плоскости между геофизическими ореолами и аномалиями ВП. Это указывает о весьма эффективном и рациональном комплексировании метода электроразведки (ВП) и геохимии в подземных

горных выработках при прогнозной оценке перспектив рудоносности скрытого эндогенного оруденения цветных металлов.

Комплексное применение геоэлектрохимических и геохимических методов, а также интерпретация совокупной информации при поисках рудных месторождений определяется тем, что геоэлектрохимические и геохимические поля и аномалии имеют единую геологическую природу.

В таблице 1 приводятся некоторые сведения о глубинности (дальности) разведки различными методами подземной геофизики, которые получены на основе качественной оценки различных геофизических методов при их многолетней апробации.

Таблица 1

Глубинность (дальность) методов подземной геофизики в условиях Меградзорского месторождения			
	Метод	Схема наблюдений	Глубина исследований (м)
1	Метод ВП	профилирование	50
2	Метод ЕЭП		60
3	Метод ЭК	схема потенциала	50
4	Метод БТ	многоэлектродная градиент установка	80
5	Метод ПЭМ		60

Оценка перспектив рудоносности глубоких горизонтов и флангов Меградзорского месторождения золота проводилось по результатам подземных геофизических и геохимических исследований.

После проведенных исследований:

- выяснены и уточнены геологическое строение рудного поля и месторождения, картированы отдельные рудоносные породы и структуры;
- прослежены по простиранию и падению рудоносные структуры (жилы, жильные зоны, гидротермально измененные и минерализованные зоны;
- проведена увязка рудоносных структур сложного строения по падению и по простиранию.

#### Список литературы:

1. Амирян Ш. О. Золоторудные формации Армянской ССР, Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1984, 303 с.
2. Бадалян С.В., Безирганов Б.Г., Чилингарян А.З., Гаряян 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
3. Бадалян С.В., Газарян Г.О., Гамоян В.Б. Руководство по подземной электроразведке. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1987, 96 с.
4. Карапетян К.А. Возможности использования линейных фильтров при обработке геофизических данных (на примере Меградзорского месторождения РА). Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2018, т. 71, № 3, с. 51-58
5. Карапетян К.А., Чилингарян А.З., Мкртчян Г.А., Чилингарян Т.А.. Определение вида корреляционной связи между геофизическими и геохимическими параметрами. Сборник статей IX Всероссийской молодежной конференции «Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий. Москва: Издательство «Перо», 2021, с. 90-95
6. Комплексные геофизические исследования на флангах и подземных выработках Меградзорского месторождения. Договорной отчет, Фонды ИГИС, Леникан, 1986, 98с.
7. Мхитарян Дж.В. Особенности структуры Меградзорского рудного поля. Изв. Ан. Арм. ССР, Науки о Земле, 1986, N2, с. 41-48
8. Chayes F., Ratio correlation, University of Chicago Press, 1971, 108 p.
9. Krumbain W.S., Kauffman M.E., McCammon R.B. Models of geologic Processes. American geological institute, Washington, D.C., 1969, 153 p.

## 2. СТРАТИГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ, ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

### НОВЫЙ МАТЕМАТИЧЕСКИЙ МЕТОД ОЦЕНКИ ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКОГО СХОДСТВА

*Е.А. Баканова*<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Тюменский научный центр СО РАН, Тюмень, Россия

<sup>2</sup>Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия

e-mail: *ekaterina\_bakanova00@mail.ru*

Морские проливы представляют собой важнейшее коммуникационное пространство для обмена водных масс, тепла и биоты между акваториями. Этот процесс влияет на формирование глобального климата и ареалов обитания организмов. Также понимание существования транзитных зон играет ключевую роль при выполнении межрегиональной стратиграфической корреляции. Однако изучение древних проливов сопряжено с рядом трудностей. Во-первых, многие из них, существовали лишь короткий геологический интервал времени, что не всегда или недостаточно ясно сохраняется в геологической летописи. Во-вторых, одним из основных подходов к определению существования древних проливов является качественный и количественный анализ состава ассоциаций групп палеобиоты, что часто может давать противоречивую информацию при привлечении разных методов. В связи с этим возникает острая потребность в разработке новых прецизионных методов оценки палеобиогеографического сходства. В настоящей работе предлагается новый математический метод для оценки палеобиогеографических связей, основанный на моделировании процессов миграции биоты через проливы с использованием математического моделирования и алгоритмического подхода.

В основу модели положена идея существования двух бассейнов в пределах одной климатической области, которые имели схожие гидрофизические параметры вод и одни пределы глубин. Движение микроорганизмов в водной толще отличается высокой степенью математической непредсказуемости, однако мы можем установить постоянные параметры, описывающие условия, в которых происходит случайное поведение, влияющие на вероятностные характеристики стохастического процесса. Такими параметрами будут выступать: размеры пролива - отношение протяженности к ширине пролива (1), на что ранее указано в научной литературе [Барабошкин, 2007], экологическая емкость бассейнов (2) и способность видов мигрировать (3).

$$L = \frac{W}{(W+S)}, \quad (1)$$

Где L — Отношение протяженности к ширине пролива.

W — Ширина пролива,  $W \rightarrow \infty$ .

S — Длина пролива,  $S \rightarrow 0$ .

$$M(t+1) = N(t) * r * \left(1 - \frac{N(t)+M(t)}{K}\right), \quad (2)$$

Где  $M(t+1)$  — Показатель с которым территория В, способна принять мигрантов А или рост в единицу времени на (t+1) -м интервале времени.

$N(t)$  — Размер популяции в конце t -го периода времени.

$M(t)$  — Количество мигрантов в конце t -го периода времени.

r — Константа скорости роста популяции.

K — Емкостью экологической ниши популяции,  $K = A * 100$ .

$$N1 * M(t+1) * L \dots MK, \quad (3)$$

Где  $N_1$  — количество всех элементов в регионе, откуда осуществляется миграция.

$M(t + 1)$  — способность биоценоза принять мигрантов.

$L$  — Отношение протяженности к ширине пролива.

МК — значение полученное случайно,  $МК \in [1 \dots N_1]$ .

$N_1 * M(t + 1) * L$  может быть  $>$ ,  $<$  или  $=$  значению МК.

Дополнительным постоянным параметром стоит выделять фаціальную неоднородность субстрата, изменение глубины, изменение сечения пролива, что также влияет на равномерность проникновения вод и характеристики волновой энергии и следовательно, на миграцию видов [Андросов, 2005].

Модель представляет собой динамическую систему двух связанных уравнений, где первое уравнение является линейным и описывает бассейн откуда происходит миграция видов, а второе описывает поведение принимающего палеобиоценоза и представляет собой дискретный аналог логистического уравнения роста с включение численного количества мигрантов на каждом этапе [Verhulst, 1838].

$$\sum N_1 = \sum N_1 - N_1(t) , \quad (4)$$

Где  $\sum N_1$  — суммарное количество всех элементов в регионе, откуда осуществляется миграция.

$N_1(t + 1)$  — количество всех элементов, осуществивших миграцию в регион  $N_2$  в конце  $t$ -го периода времени.

$$\sum N_2(t + 1) = \sum N_2(t) + (N_1 * M(t + 1) * L - МК) , \quad (5)$$

Где  $\sum N_2(t + 1)$  — Прирост в единицу времени на  $(t+1)$ -м интервале времени, региона, куда осуществляется миграция.

$\sum N_2(t)$  — Количество особей в конце  $t$ -го периода времени.

$N_1$  — См. выше.

$M(t + 1)$  — См. выше.

$L$  — См. выше.

МК — См. выше.

Алгоритм на основе модели представляет собой симуляцию из одного миллиона итерация, где каждая итерация включает 50 циклов переноса водных масс из одного водоема в сопряженную акваторию и 50 циклов в обратном направлении. Количество видов, находящихся в каждом регионе, может быть взято из литературных источников или определено на натуральном материале, количество особей каждого вида основано на случайном распределении (6). Однако при наличии данных число особей также может быть задано. Под водными массами принято понимать в рамках настоящей модели — большие объемы воды, занимающие обширные акватории и выступающие станциями водных популяций и биотопами водных биоценозов [Беклемишев, 1969]. В связи с этим предполагается, что все потоки водных масс, идущие от морского бассейна, будут переносить микроорганизмы и иметь равную силу и вероятность достичь сопряженной акватории. Такой способ переноса водных масс выбран потому, что по современным представлениям механизм общей циркуляции вод Мирового океана является циклическим [Shinzou, 1992].

$$N = \{ m_i \in [A \dots A * 1.3], n_i \in [1,100] \} , \quad (6)$$

Где  $N$  — Количество всех элементов в отряде; общая формула для изучаемых акваторий.



$m_i$  — Количество видов, определяемое в диапазоне от уже найденных и описанных видов, до этого же количества, дополнительно включающего еще не описанных, но теоретически существующих видов.

$A$  — Количество описанных видов.

$n_i$  — Количество особей каждого вида.

Модель миграции основана на стохастическом подходе: число мигрирующих видов определяется путем сравнения потенциального числа мигрантов со значением препятствия, полученным с помощью алгоритма Монте-Карло (3). Этим шагом мы вносим элемент случайности в миграцию видов. В случае, если полученное число больше, то  $n$ -е количество видов мигрирует до тех пор, пока экологическая емкость принимающего региона не уменьшится (2). Оценка палеобиогеографической связи осуществлялась путем симуляции миграции фораминифер.

В результате исследования была разработана модель для оценки количества мигрантов и алгоритм способный произвести симуляцию миграции морского микробентоса, основываясь на предполагаемой информации о размерах пролива и видовом разнообразии изучаемых бассейнов. Функционал данной модели призван определить существование пролива, его размеры и геохронологический интервал.

Автор выражает искреннюю благодарность коллегам Я.С. Трубину, А.А. Похазниковой и В.А. Маринину за ценные профессиональные советы и обсуждение результатов.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ № 24-27-00249.*

#### Список литературы:

1. Андросов А.А., Вольцингер Н.Е. Проливы Мирового океана. Общий подход к моделированию // СПб: Наука, 2005. 187 с.
2. Барабошкин Е.Ю., Найдин Д.П., Беньямовский В.Н., Герман А.Б., Ахметьев М.А. Проливы Северного полушария в мелу и палеогене. Москва. Геол. ф-т МГУ. 2007. 182 с.
3. Беклемишев К.В. Экология и биогеография пелагиали // М.: Наука, 1969. 291 с.
4. Shinzou Fujio, Toshimitsu Kadowaki, Norihisa Imasato. World ocean circulation diagnostically derived from hydrographic and wind stress fields: 1. The velocity field // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1992. V. 97. P. 11163-11176.
5. Verhulst P.F. Notice sur la loi que la population suit dans son accroissement // Correspondence Mathematique et Physique (Bruxelles). 1838. V. 10. P. 113-121.

### ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВИДОВОГО РАЗНООБРАЗИЯ ФОРАМИНИФЕР РОДА *LITUOTUBELLA* RAUSER-CHERNOUSOVA, 1948 ЮЖНОГО УРАЛА С ПРИМЕНЕНИЕМ МАТЕМАТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

**Е.Ю. Башлыкова<sup>1</sup>, Е.А. Баканова<sup>2,3</sup>**

<sup>1</sup> Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа

<sup>2</sup> Тюменский научный центр СО РАН, Тюмень

<sup>3</sup> Тюменский государственный университет, Тюмень

e-mail: [duss\\_06@mail.ru](mailto:duss_06@mail.ru), [ekaterina\\_bakanova00@mail.ru](mailto:ekaterina_bakanova00@mail.ru)

Представители рода *Lituotubella* Rauser-Chernousova, 1948 – это бентосные фораминиферы, характеризующиеся крупной биморфной раковиной, свернутая и прямая части которой подразделены пережимами стенки на псевдокамеры (или очень короткими псевдосептами в прямой части). Устье в спиральной части обычно простое, а в выпрямленной – ситовидное в последних псевдокамерах [Башлыкова, 2023]. Род *Lituotubella* относится к подсемейству *Lituotubellinae* A. Mikhluko-Maclay, 1963, семейству *Lituotubellidae* A. Miklukho-

Maclay, 1963 и отряду Tournayellida Dain, 1953 [Справочник,1996]. Литуотубеллы широко распространены в отложениях визейского яруса Восточно-Европейской платформы и Урала.

Видовое разнообразие этого рода может подлежать научной дискуссии в связи с изучением его представителей в разных сечениях и отсутствия полных описаний [Башлыкова, Кулагина, 2023; Башлыкова, 2023]. Для решения этой проблемы возможно применение унифицированных критериев определения видов, в том числе с привлечением морфометрических подходов и математических методов обработки данных. Это позволит количественно оценить морфологические признаки, выявить закономерности в отличиях между видами и повысить надёжность идентификации.

Материалом для исследования послужили коллекции шлифов № 640 (Музей геологии и полезных ископаемых Республики Башкортостан г. Уфы) и № 121 института геологии (ИГ УФИЦ РАН) из верхневизейского подъяруса разрезов по р. Сикасе Зилимо-Зиганского района Западно-Уральской структурно-фациальной зоны. Коллекция происходит из трех разрезов: Сиказа 1 (0,5 км выше впадения Кук-Караук), Сиказа 2 (обнажение на повороте р. Сикасы с широтного на меридиональное направление) и Сиказа 3 (в 1 км южнее д. Макарово в логу недалеко от моста через р. Сикася). Всего проанализировано 650 шлифов из всех местонахождений, в которых обнаружено 76 представителей рода *Lituotubella* в трех сечениях: аксиальном (продольном) и медианном (поперечном) и косом. Раковины с косым сечением были исключены в связи с возможной неточностью измерений, что могло повлиять на конечный результат исследования.

Всего было проанализировано 62 раковины, относящиеся к трем видам в двух сечениях: вид *Lituotubella eoglomospiroides* Vdovenko, 1970 представлен 10 экземплярами в поперечном сечении, 2 экземплярами в продольном сечении; вид *Lituotubella magna* Rauser-Chernousova, 1948 представлен 6 экземплярами в поперечном сечении, 5 экземплярами в продольном сечении; вид *Lituotubella glomospiroides* Rauser-Chernousova, 1948 представлен 27 экземплярами в поперечном сечении, 12 экземплярами в продольном сечении. У каждого экземпляра было замерено 5 наиболее стабильных признаков: диаметр начальной камеры, диаметр свернутой части, толщина свернутой части, толщина стенки, число оборотов в свернутой части (рис. 1).

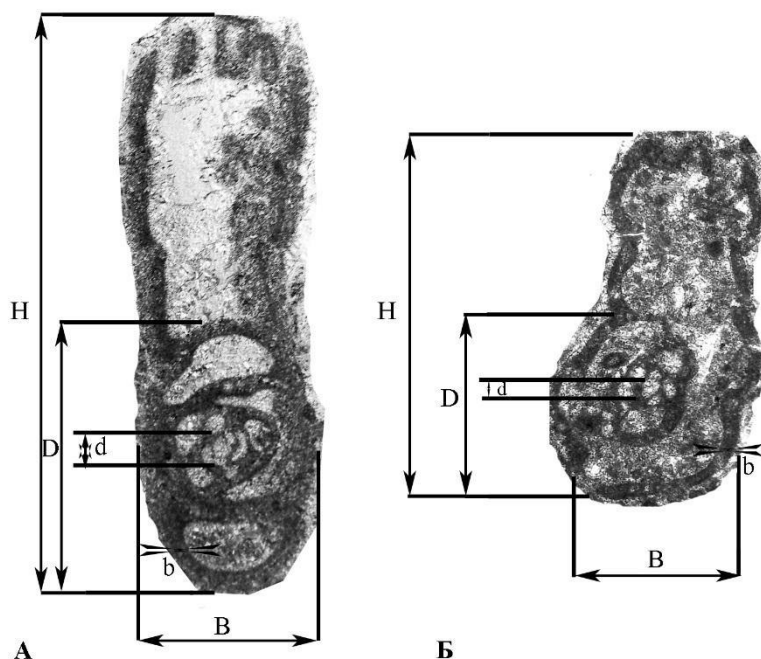


Рис. 1. Основные параметры измерений раковины *Lituotubella*

А – аксиальное (продольное) сечение на примере *Lituotubella magna* образец SL-20-9-9 шлиф 1, разрез Сиказа 2, веневский горизонт; Б – медианное (поперечное) сечение на примере

*Lituotubella glomospiroides* образец шлиф разрез Сиказа 1, образец 48\_21 шлиф 1, тульский горизонт. Н – общая длина (высота) раковины; D – диаметр свернутой части; d - диаметр начальной камеры; В - ширина (толщина) свернутой части; b – толщина стенки

Для анализа собранных данных и определения морфотипических групп по морфологическим признакам внутри рода *Lituotubella* Rauser-Chernousova, 1948 применялись методы: «Центрирование и нормирование» в связи с сильным разбросом в показателях в каждой группе или отношения к разным системам измерения; кластерный анализ с применением Ward's method в связи с тем, что группы имели сильный разброс по численности особей, не имели четко выраженных различий между формами и цель этапа заключалась в получении компактных и четко очерченных кластеров [Großwendt et.al., 2019], и метод анализа главных компонент (РСА) — ввиду ненормального распределения данных и необходимости выделить наиболее вариабельные характеристики, способствующие разделению групп. Для оценки и описания разброса числовых характеристик каждого параметра были использованы статистические показатели. Все расчеты проводились с помощью программного обеспечения Past, Microsoft Excel и языка программирования Python. Код был реализован с использованием открытых библиотек pandas, scipy.stats, numpy.

Исследование проводилось внутри двух групп, образованных по признаку сечения: поперечное (медианное), продольное (аксиальное). Также обращалось внимание, что раковина может быть представлена полным сечением с наличием выпрямленной и свернутой части, или же только свернутой части, что встречается чаще.

С помощью метода «Центрирование и нормирование» все значения признака приводятся к единому масштабу и принимают значения в диапазоне от -1 до 1.

Следующий этап — составление дендрограммы с помощью Ward's method (рис. 2). В результате в каждой группе по способу сечения было выявлено 2 крупных кластера, где первый включал в себя виды: *Lituotubella magna* и *Lituotubella glomospiroides*, а второй: *Lituotubella eoglomospiroides* и *Lituotubella glomospiroides*.

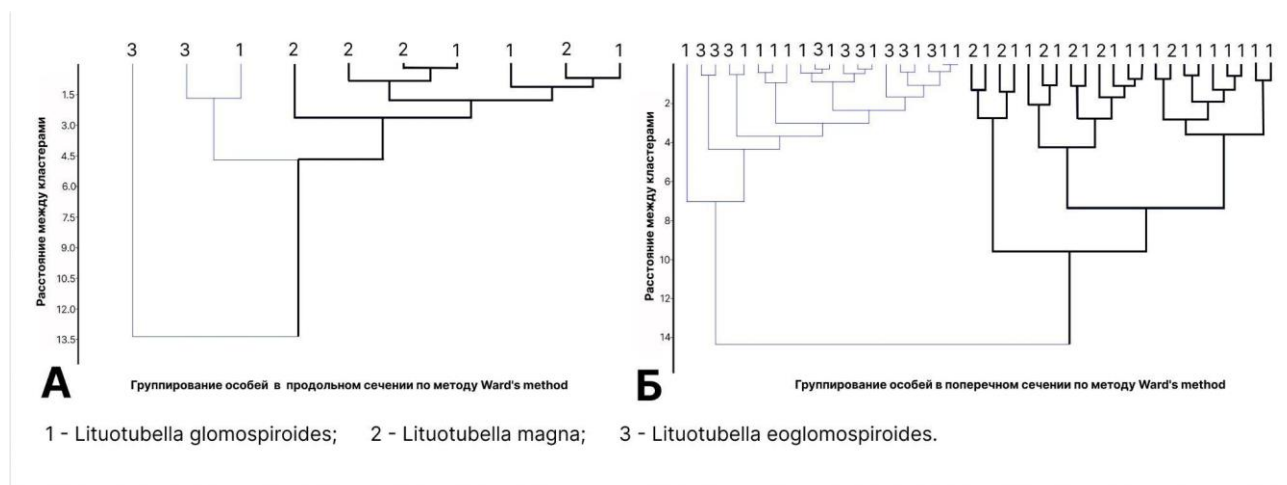


Рис. 2. Дендрограммы, полученные методом Уорда, показывают кластеризацию особей рода *Lituotubella* на основе морфометрических данных из продольного (А) и поперечного (Б) сечений, выделяя два устойчивых кластера, независимо от типа сечения

Сходный результат получен с помощью анализа главных компонент. Для анализа всех групп были выбраны три главные компоненты, объясняющие 99% общей дисперсии данных в продольном сечении, 87% в поперечном сечении. В результате получилось два трехмерных графика, демонстрирующих четкое разделение исследуемых групп.

В заключении были выделены две морфотипические группы, включающие виды: *Lituotubella magna* и *Lituotubella glomospiroides* (первая группа), а также *Lituotubella*

*eoglomospiroides* и *Lituotubella glomospiroides* (вторая группа). Статистический анализ показал, что первая группа отличается более крупными размерами по всем измеренным параметрам по сравнению с второй группой. Примечательно, что *Lituotubella magna* изначально была описана как подвид *Lituotubella glomospiroides* [Раузер-Черноусова, 1948]. Параметры второй группы демонстрируют более широкий диапазон варьирования, что может свидетельствовать о большей морфологической изменчивости. Кроме того, вторая группа имеет большее среднее количество оборотов в клубкообразной части, что также подтверждает морфологические различия между этими двумя группами. Связь *Lituotubella eoglomospiroides* и *Lituotubella glomospiroides* отмечалась ранее [Вдовенко, 1970]. *Lituotubella eoglomospiroides* считалась более ранней и примитивной формой.

#### Список литературы:

1. Башлыкова Е.Ю. О видовом разнообразии рода *Lituotubella* Rauser-Chernousova, 1948 на Урале и Восточно-Европейской платформе / Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий: Сборник статей XI Всероссийской молодежной конференции, г. Уфа, 25-28 сентября, 2023 г. С.36-40.
2. Башлыкова Е.Ю., Кулагина Е.И. Фораминиферы рода *Lituotubella* Rauser, 1948 в каменноугольных Разрезах Южного Урала // Микропалеонтология: фундаментальные проблемы и вклад в региональное геологическое изучение недр. Санкт-Петербург, 2023 г. С.92-96. (Труды XVIII Всероссийского микропалеонтологического совещания).
3. Вдовенко М.В. Новые ранневизейские фораминиферы семейств Ammodiscidae и Tourmayellidae из Большого Донбасса // Ин-т геол. наук АН УССР. Киев, 1970. С. 26–33.
4. Раузер-Черноусова Д.М. Род *Haplophragmella* и близкие к нему формы // Стратиграфия и фораминиферы нижнего карбона Русской платформы и Приуралья. М.: Изд-во АН СССР, 1948. № 19. С. 166–175. (Тр. Ин-т геол. наук, Геол. сер. Вып. 62).
5. Справочник по систематике фораминифер палеозоя // Д.М. Раузер-Черноусова (ред.). М.: Наука, 1996. 203 с.
6. Großwendt A., Röglin H., and Schmidt M. Analysis of Ward's Method // Proceedings of the Thirtieth Annual ACM-SIAM Symposium on Discrete Algorithms. 2019. P. 2939-2957.

### НАХОДКИ *JANISCHEWSKINA* MIKHAILOV, 1935 В СКВАЖИНЕ 106, ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА

**Е.Ю. Башлыкова**

Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа  
e-mail: [duss\\_06@mail.ru](mailto:duss_06@mail.ru)

*Janischewskina* Mikhailov 1935, emend. Mikhailov, 1939 – род бентосных фораминифер семейства Janischewskinidae Reitlinger in Rauser-Chernousova et al., 1996, надсемейства Bradyinacea Reitlinger, 1950, отряд Endothyrida Fursenko, 1958 [Справочник, 1996].

Род *Janischewskina* появился в конце визейского века во времена высокого таксономического разнообразия фораминифер отряда Endothyrida. Исследования представителей *Janischewskina* обладают высоким корреляционным потенциалом [Кулагина, Башлыкова, 2020] и вызывают научный интерес, так как фораминиферы данного рода обладали высокой чувствительностью к изменениям условий среды, что отразилось на видовом разнообразии.

Наибольшее количество местонахождений янищевскин известно в разрезах Восточно-Европейской платформы: южная часть Воронежской Антелизы, Подмосковский бассейн (карьер Заборье, карьер Полотняный завод, Новогуровский карьер, скважины реки Оки, район Дорогобуж-Вязьмы, река Мста и др.); на Урале (разрез большой Кизил, разрез Худолаз, разрез Сиказа 2, разрез шартым, разрезы рек Пышма и Исеть и др.), что может быть объяснено в

целом хорошей биостратиграфической изученностью этих территорий. Янищевскины распространены в карбонатных мелководных отложениях верхнего визе и серпуховского яруса нижнего карбона во многих регионах мира: Евразии (Испании, Франции, Великобритании Ирландии, Бельгии, Венгрии, Турции, Киргизии, Казахстане, Китае), Северной Америке (США, Арктической Канаде) и Северной Африке (Марокко) [Gibshman et al., 2020]. Исследования последних годов в Южном Китае в бассейн Юджанг [Chao Liu et al., 2022 a], платформе Бама [Chao Liu et al., 2022 b] и Японии известняк Акуеши [Kobayashi, Vachard].

Материалом для работы послужили коллекции шлифов, предоставленные ООО «Газпром добыча Оренбург», скважины 106 «Предуральская», расположенной в центральной (депрессивной) части Предуральского прогиба, около 20 км к северу от г. Саракташ, по правобережью реки Сакмары. Породы визейско-серпуховского интервала представлены мелководными шельфовыми известняками, перекрытыми депрессионными породами нижнепермской системы.

В исследуемом материале в 282 шлифах встречены 21 экземпляр представителей *Janischewskina*: в алексинском – 1, в михайловском - 1, в вневском – 6, низы серпуховского яруса - 13. Раковины характеризуются средними и крупными размерами, спиральноплоскостным или с некоторым отклонением оси навиванием. Спираль состоит из 2–3 оборотов. Возрастание равномерное на первых оборотах, с резким превышением в два–три раза на последнем. Септы простые одинарные на начальных оборотах и двойные – на конечном. Двойные септы образуют интерсептальное пространство, закрытое с внешней стороны раковины септальной пластинкой, соединяющей две соседние септы (закрытое интерсептальное пространство), что отличает *Janischewskina* от всех родов семейства Janischewskinae. Устье базальное в основании септ на начальных оборотах и сложное ситовидное в последней или нескольких камерах последнего оборота. Реже ситовидное устье наблюдается в камерах внутреннего оборота. Стенка раковины однородная тонкозернистая или волокнистая тонкопористая, иногда с тонким наружным тектумом (краевое продолжение камеры у спирально-свёрнутых раковин фораминифер) различной толщины [Gibshman et al., 2020].

В процессе исследования определено пять видов *Janischewskina*: *Janischewskina typica* Mikhailov, 1935 (рис.1 фиг.8,12), *Janischewskina delicata* (Malakhova,1956) (рис.1 фиг.1-4,7), *Janischewskina isotovae* Lebedeva in Grozdilova et al., 1975 (рис.1 фиг.9,11), *Janischewskina minuscularia* (Ganelina,1956) (рис.1 фиг.6), *Janischewskina ex. gr. rovnensis* (Ganelina,1956) (рис.1 фиг.10). Измерения раковин производились по основным параметрам: диаметр раковины, толщина раковины, соотношение толщины к диаметру, толщина стенки в последнем обороте, учитывались особенности морфологии. *Janischewskina ex. gr. rovnensis* обладает характерными для данного вида признаками, но большими размерами, достигая диаметра 1,5 мм. Наиболее крупные размеры в изученном материале имеют представители *Janischewskina isotovae* и *Janischewskina typica*. (толщина в аксиальном сечении до 1,5 мм). В верхневизейском подъярусе скважины 106 «Предуральская» чаще встречаются *Janischewskina typica* и *Janischewskina isotovae*, в серпуховском преобладает *Janischewskina delicata*.

**Выводы.** В изученном материале верхневизейских отложений скважины 106 «Предуральская», Предуральского прогиба определены пять видов представителей рода *Janischewskina* Mikhailov, 1939: *Janischewskina typica* Mikhailov, 1935, *Janischewskina delicata* (Malakhova,1956), *Janischewskina isotovae* Lebedeva, 1975, *Janischewskina minuscularia* (Ganelina,1956), *Janischewskina rovnensis* (Ganelina,1956). Распространение видов данного рода в изученном материале – верхневизейский подъярус – низы серпуховского яруса. Вид *Janischewskina delicata* является одним из основных фораминиферовых маркеров нижней границы серпуховского яруса [Gibshman, Baranova, 2007]; *Janischewskina typica* - один из характерных видов вневского горизонта; *Janischewskina minuscularia* характерен для алексинского горизонта [Гибшман, 2016]. Большое количество экземпляров рода



*Janischewskina* свидетельствует о благоприятных условиях для фораминиферовой фауны в поздневизейское-раннесерпуховское время на данной территории.

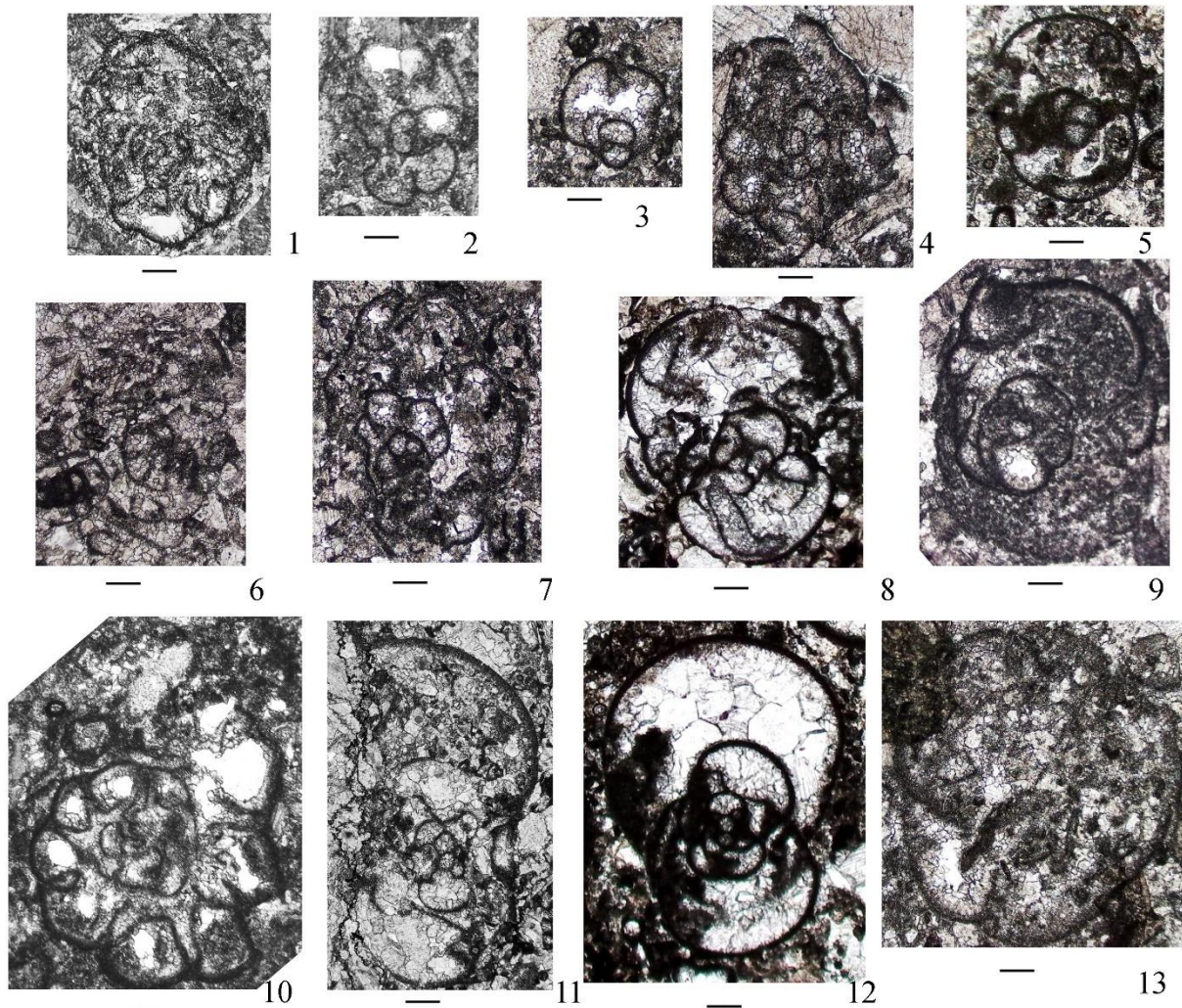


Рисунок 1. Фораминиферы рода *Janischewskina* Mikhailov, 1935 emend. Mikhailov, 1939, скважины 106, «Предуральская». Масштабный отрезок равен 0,2 мм.

1-4, 7 – *Janischewskina delicata* (Malakhova, 1956): 1 - обр.23, шлиф 1, интервал 4186-4192, медианное сечение, нижний серпухов; 2 – обр. 33, шлиф 2, интервал 4207-4212, медианное сечение, нижний серпухов; 3 – обр. 32п, интервал 4207-4212, косое сечение, нижний серпухов; 4 – обр.39 шлиф 2, интервал 4212-4218, медианное сечение, нижний серпухов; 7 - обр.39п, интервал 4212-4218, медианное сечение, нижний серпухов; 5, 13 – *Janischewskina* sp.: 5 – обр. 106-86, интервал 4408-4412, косое сечение, михайловский горизонт; 13 - обр.33 шлиф 1, интервал 4207-4212, косое сечение нижний серпухов. 6 – *Janischewskina minuscularia* (Ganelina, 1956) обр. 106, интервал 910, медианное сечение, алексинский горизонт; 8, 12 – *Janischewskina typica* Mikhailov, 1935: 8 – обр.100 шлиф 2, аксиальное сечение, веневский горизонт; 12 – образец 97 шлиф 1, интервал 4392-4396, аксиальное сечение, веневский горизонт; 9, 11 - *Janischewskina isotovae* Lebedeva, 1975: 9 - обр.100 шлиф 2, интервал 4392-4396, косое сечение, веневский горизонт; 11 – обр.97 шлиф 2, интервал 4392-4396, неполное аксиальное сечение, веневский горизонт; 10 – *Janischewskina* ex. gr. *rovnensis* (Ganelina, 1956) обр.23, интервал 4186-4192, медианное сечение, нижний серпухов;



Автор выражает благодарность ООО «Газпром добыча Оренбург» за предоставленный материал; доктору геолого-минералогических наук Е.И. Кулагиной, кандидату геолого-минералогических наук Е.Н. Горожаниной за ценные замечания.

#### Список литературы:

1. Гибшман Н.Б. Фораминиферы рода *Janischewskina* и отряда Palaeotextulariida в нижнем карбоне подмосковного бассейна – маркеры горизонтов и инструменты межрегиональной корреляции // ПАЛЕОСТРАТ- 2016, Москва, 2016. С.26.
2. Гибшман Н.Б., Алексеев А.С. Филогения и систематика раннекаменноугольных фораминифер рода *Janischewskina* Mikhailov, 1935 // Современные проблемы палеонтологии. Матер. LXI сессии Палеонтол. Об-ва при РАН. СПб, 2015. С. 29–31.
3. Кулагина Е.И., Башлыкова Е.Ю. Маркерные таксоны фораминифер для определения нижней границы серпуховского яруса на Урале и их корреляционный потенциал // Литосфера, 2020. – Т. 20, № 3. С. 328-340.
4. Справочник по систематике фораминифер палеозоя // Д.М. Раузер-Черноусова (ред.). М.: Наука, 1996. 203 с.
5. Gibshman N.B., Baranova D.V. The foraminifers *Janischewskina* and “*Millerella*,” and their evolutionary patterns and biostratigraphic potential for the Viséan–Serpukhovian boundary // Proceedings of 15th International Congress on Carboniferous and Permian. Royal Netherlands Academy of Arts and Sciences. Amsterdam. 2007. Pp. 269-281.
6. Kobayashi F., Vachard D. Carboniferous foraminifers and biostratigraphy of lower Akiyoshi Limestone (Japan) // Revue de Paléobiologie, Genève, 2022. 41 (2). Pp. 99-239.
7. Chao Liu, Vachard D., Cózar P., Coronado I. Middle to Late Mississippian and Early Pennsylvanian foraminiferal zonal scheme of South China—a case study from the Youjiang Basin: biostratigraphical and palaeobiogeographical implications // Lethaia, 2022 a. Pp.1-23.
8. Chao Liu, Vachard D., Cózar P., Coronado I. New species and evolution of the foraminiferal family Janischewskinidae in the middle–upper Mississippian of South China // Palaeontologia Electronica, 2022 b. Pp.1-25.
9. Gibshman N. B., Vevel Ya. A., Zaytseva E. L., Stepanova T. I. Foraminifers of the Genus *Janischewskina* Mikhailov from the Upper Viséan–Serpukhovian (Mississippian) of Eurasia // Paleontological Journal, 2020. Vol. 54, No. 2. Pp. 91–110.

### РАСТЕНИЯ ПЕРМСКОГО ПЕРИОДА: КОЛЛЕКЦИЯ ОКАМЕНЕЛОСТЕЙ МАЗУЕВСКОГО РАЗРЕЗА КИШЕРТСКОГО ОКРУГА ПЕРМСКОГО КРАЯ

**В.Е.Гаврус<sup>1</sup>, И.П. Бахарева<sup>2</sup>, О.П. Наумова<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Пермский национальный исследовательский политехнический университет, Пермь

<sup>2</sup>МБУК «Большесосновская межпоселенческая центральная библиотека», Пермский край, с.  
Большая Соснова  
e-mail: biblio-sosn@mail.ru

Растительная и животная жизнь на нашей планете развивалась в ходе длительной эволюции. Параллельно менялись климат, рельеф, флора и фауна. Изучение остатков ископаемых растений позволяет представить далекий временной период, когда они развивались, и как выглядела данная территория. Изучению далекого прошлого способствуют путешествия, экскурсии, личный интерес через наблюдение и исследование. Любой житель может найти исторический след нашей планеты возраста миллион и свыше лет. Наш Пермский край богат на такие находки. Особенно это касается ископаемых растений пермского периода. Пермский период – один из брендов Пермского края. В честь нашей территории был назван целый период в геохронологической таблице, который стал и особенным, и поворотным в эволюции планеты, растительного и животного мира. В пермский период развивались

папоротники, хвощевидные, голосеменные, гинкгообразные. На протяжении многих лет нашим увлечением был поиск необычного в природе, сбор, изучение и описание коллекций, собранных во время полевых практик на различных территориях, их обобщение и публикация. В 2023 году на очередной конференции появилась возможность стать участником выступлений ученых и увлеченных палеонтологией людей и вместе с ними участвовать в полевой практике по поиску отпечатков растений пермского периода. Что собой представляет разнообразие растительности пермского периода Мазуевского разреза на территории Кишертского округа Пермского края?

Целью работы стало изучение, описание образцов найденных нами растений в Мазуевском разрезе на территории Кишертского округа Пермского края.

Вопросам изучения растительности пермского периода посвящены многочисленные работы С.В. Наугольных, М.Ф. Нейбурга, М.Д. Залесского, С.В. Мейена, В.А. Красилова и др.

Мы посетили Мазуевский разрез кошелевской свиты иренского горизонта кунгурского яруса нижнего отдела пермской системы. обнажение представлено дорожной выемкой вдоль левого берега реки Сылва в цокольной террасе возле деревни Мазуевка, которая находится в Пермском крае в Кишертском районе, в 155 км от Перми. Дорога от Усть-Кишерти до Мазуевского разреза около 20 км грейдерная. Среди тонко- и среднезернистых песчаников в разной степени сохранности можно обнаружить отпечатки растений нижнепермского периода, особенно в ранний весенний период. Данный разрез характеризует породу, сформированную осадками мелководья. Обнаженность пород составляет примерно 80м, представлена тремя слоями: нижний слой толщиной 3м состоит из алевролитов и аргиллитов, средний слой около 50м сложен полимиктовыми песчаниками (зернами разных минералов), верхний слой около 20м состоит из темно-серых и чёрных тонкослоистых аргиллитов. Обнаруживали разные, но не многочисленные образцы пермской флоры возле Мазуевки. Однако изучением Мазуевского месторождения занялись только в 2008-2009годахпредставители кунгурского историко-архитектурного и художественного музея-заповедника. С.В. Наугольных изучал отложения пермского периода в других регионах, а в 2009-2020гг. занялся их изучением в Мазуевском разрезе.

По утверждению С.В. Наугольных, больше всего палеонтологических образцов флоры пермского периода в Мазуевском разрезе находится в его нижней части. Учеными были исследованы и выявлены: членистостебельные (паракаламиты), папоротникообразные, плауновидные, пельтаспермовые (голосеменные), прегингофиты, гинкгофиты, войновские, хвойные. В кунгурский век раннепермской эпохи флору Приуралья представляли 2 группы: пологие склоны занимали хвощевидные, спускаясь на затопленные участки озер, лагун, морское мелководье; выше их вольготно себя чувствовали ксерофиты, предпочитавшие засушливые территории – голосеменные и папоротники. Среди растительности пермского периода преобладают прегингофиты - псигмофиллоиды – родоначальники гинкговых, которые развивались в мезозой (235млн.лет назад). Они и примитивные гинкговые занимали среднюю часть склонов Палеоурала, где температура 20-40°C, исключая вершины и прибрежные области (т.е. это мезофилы - организмы, предпочитающие умеренный пояс). По наблюдениям Наугольных, парадокс мазуевских находок в том, что это местонахождение мелководное по геологическому происхождению, но водных и околородных остатков флоры практически не найдено.

Изучив Мазуевский разрез, нашей задачей стало найти все известные группы растительности пермского периода, чтобы образцы нашей коллекции позволили представить разнообразие описанных растений. Мазуевское местонахождение расположено вдоль берега реки Сылва и проезжей части дороги примерно в 3-х метрах. Более ценные и интересные отпечатки можно обнаружить в среднем слое, но к нему трудно подступиться без особого снаряжения. Мы искали в нижнем слое, в чем есть преимущество весенней экспедиции – со снегом сходят плитки мергеля, осыпается часть породы. Поэтому каждый год можно обнаружить что-то новое. Площадь достаточно большая для поисков образцов, все участники

рассредоточились и работали самостоятельно, передвигаясь вдоль дороги, нам было выделено 2 часа. Все обнаруженные отпечатки собирались и складывались, некоторые фрагменты растительности были небольшие, но заключены в массивную породу, которую необходимо было уменьшить до удобопереносимой формы, сохранив отпечаток.

Материал исследования: 12 образцов растительных остатков, представленных отпечатками, противоотпечатком, петрификациями (замещения минералов). Собранные нами образцы по таксономическому составу представляют [Мейен 1966, 1992, Наугольных 2012-2022].

Прегингофиты. В пермский период появилась группа растений, которая за миллионы лет менялась незначительно, но до нашего времени дошел только один вид гинкго билоба (*Ginkgo biloba*). Обнаруженные остатки листьев гинкговых пермского периода Приуралья имеют большое разнообразие. Вероятно, здесь находился центр образования *Ginkgoales*, которые в процессе эволюции к мезозойской эре распространились широко.

В Мазуевском местонахождении доминирующую часть по обнаруженным отпечаткам составляют прегингофиты – псигмофиллоиды. Класс гинкговидные (*Ginkgoopsida*), порядок гинкговые (*Ginkgoales*), семейство псигмофиллумовые (*Psigmophyllaceae* *Zalessky, emend. Naugolnykh*), род псигмофиллум.

**Отдел голосеменные/ пинофиты** (*Gymnospermae/ Pinophyta - pinus* — родовое название сосны; *gymnos* — голый; *sperma* — семя), класс птеридоспермы «семенные папоротники» (*Pteridospermae*), порядок пельтаспермовые (*Peltaspermales*). Пельтаспермовые неформально (морфологически) принадлежат группе каллиптерид, распределяются по видам рода *Permocallipteris Naugolnykh*, для определения ангарских и субангарских сложноперистых листьев пельтаспермовых, перистость которых идет от двух порядков, перышки округлой/ланцевидной формы, притупленной верхушкой (редко верхушки заострены), жилкование перистое. С.В.Наугольных большинство остатков мазуевских каллептерид относит к виду *Permocallipteris retensoria* (*Zalessky*) *Naug.*, довольно широко распространенному в кунгурском ярусе Приуралья, именно пельтаспермовым характерна изменчивость индивидуальная и внутри популяции.

По предположениям С.В.Наугольных, это были фанерофиты, то есть тип растений, почки возобновления которых находятся от 30 см выше поверхности земли, чтобы пережить неблагоприятные условия.

В нашей коллекции находятся фрагменты вайи каллиптерид. Одной из особенностей мазуевской растительности является хорошая сохранность жилкования. Класс папоротники (*Filicopsida*) представляют 2 образца фрагментов перьев/ листьев/вайи, которые С.В.Наугольных определил как пермокаллиптерис (семенной папоротник) *Permocallipteris retensoria* (*Zal.*) и *Pecopteris uralica* *Zalessky*.

Целый класс давно вымерших голосеменных растений, которые не имеют аналогичных потомков среди современных растений, открыли сравнительно недавно. С.В. Мейен, А.В.Гоманьков род руфлория относили к классу пинопсиды (*Pinopsida*), порядку кордаитовых (*Cordaitales*). Кордаитовые доминировали в верхнем палеозое Ангариды. С.В.Наугольных и другие ученые рассматривают войновские как отдельный класс войновскиевидные (*Vojnovskyopsida*), порядок войновские (*Vojnovskyales*), семейство войновские (*Vojnovskyaceae*), род руфлория (*Rufloia* *S.Meyen, 1963*). Небольшое различие листьев С.В.Наугольных объясняет внутривидовой изменчивостью. Форма листьев руфлорий и кордаитовых идентична, различие можно получить с помощью исследования на клеточном уровне и по строению органов размножения. Именно на Мазуевском местонахождении было обнаружено разнообразие различных частей растений отпечатков пермской флоры, особенно мужских и женских, это дало возможность сделать выводы и продвинуться в изучении палеоботаники.

Многочисленные озера, старицы рек, лагуны имели большое влияние на климат, они обеспечивали влагой прибрежную растительность, создавая мягкие благоприятные условия.

Подтверждение тому – многочисленные листья крупных растений войновскиевых, псигомфиллумов (эндемиков).

Во время проведения исследования собранная информация о растительности пермского периода была проанализирована, решено ее систематизировать, внести в таблицу данные и оформить для наглядной демонстрации.

Пермский период – один из брендов Пермского края. Это особенный, поворотный в эволюции планеты, растительного и животного мира, когда развивались папоротники, хвощевидные, голосеменные, гинкгообразные. Можно найти исторический след нашей планеты не просто свыше миллионов лет, а возраста пермского периода, зная растительную жизнь. В Пермском крае немало мест, где можно обнаружить образцы пермского периода. Мазуевский разрез на территории Кишертского округа Пермского края является одним из таких объектов.

Нам удалось обнаружить и определить несколько групп растений: папоротникообразные, пельтаспермовые (голосеменные), прегингофиты, гинкгофиты, войновскиевые, хвойные, но найти ранее не изученный и не описанный образец не получилось. Не все растения, обнаруженные нами – вымершие. Мы исследовали отпечатки растений в Мазуевском разрезе кошелевской свиты иренского горизонта кунгурского яруса нижнего отдела пермской системы, определили их размеры и создали коллекцию.

Мы благодарим организаторов XIV Международного социально-культурного форума «Грибушинские чтения. Кунгурский диалог» и лично Сергея Владимировича Наугольных за помощь в определении образцов.

#### **Список литературы**

1. Мейен С.В. Кордаитовые верхнего палеозоя северной Евразии (Морфология, эпидермальное строение, систематика и стратиграфическое значение). Труды, вып.150. М.: Наука, 1966. С. 6-226.
2. Наугольных С.В. Новые мужские репродуктивные органы голосеменных *Permothecacolovaticasp. nov.* из пермских отложений Урала // Палеонтологический журнал. 2013. № 1. С. 91-102.
3. Наугольных С.В., Кирилишина Е.М. Мазуевская флора (нижнепермские отложения среднего Приуралья): новые данные о таксономическом составе и палеоэкологии// Вест. Моск. ун-та. Сер.4. Геология. 2019. №6.С.43-48.
4. Наугольных С.В. Новый вид *Psymphyllum Schimper* из нижней перми Урала// Палеонтологический журнал. 2012. № 2. С.98-107.
5. Наугольных С.В., Наумкин Д.В. Органография гингофита *Psymphyllum expansum (Brongniart) Schimper* из нижней перми Приуралья по материалам коллекции Кунгурского стационара горного института УРО РАН // Горное эхо. 2022. №2 (87). С.10-17.

### **МОРФОГРУППЫ КЕЛЛОВЕЙСКИХ ФОРАМИНИФЕР РАЗРЕЗА БОЛЬШИЕ ТАРХАНЫ (РЕСПУБЛИКА ТАТАРСТАН)**

***Б.М. Газизуллин***

*Геолого-географический факультет ТГУ, Томск  
e-mail: rockezolit@gmail.com*

**Введение.** Морфогрупповой анализ является одним из основных методов палеоэкологических реконструкций [Jones, 1985; Reolid, 2008; 2012; Кольпэр, 2017]. Он основан на зависимости морфологии раковин фораминифер от их образа жизни (эпифауна, неглубокая инфауна, потенциально глубокая инфауна, планктон) и типа питания (детритофаги, сапротрофы, фитофаги и др.) [Jones, 1985; Reolid, 2008; 2012; Кольпэр, 2017]. В свою очередь, численность тех или иных морфогрупп в бентосе контролируется содержанием уровня кислорода и насыщенностью питательных веществ в осадке [Jorissen, 1995].

Совокупность указанных критериев позволяет восстановить многие абиотические факторы водной среды – глубину, соленость, характер грунта, газовый режим, гидродинамику и температуру [Jones, 1985; Reolid, 2008; 2012; Кольпэр, 2017]

Келловейские отложения разреза Большие Тарханы (Республика Татарстан) характеризуются высоким таксономическим разнообразием и численностью фораминифер [Газизуллин, 2024]. Кроме того, в отложениях часто встречается смешанная ассоциация агглютинирующих и секреторных форм. Это позволяет выделить основные морфогруппы фораминифер (далее MG) (рис. 1) и провести предварительный палеоэкологический анализ.

MG	Морфология раковины	Образ жизни	Стратегия питания	Характерные формы	MG	Морфология раковины	Образ жизни	Стратегия питания	Характерные формы						
Агглютинированные	B	Однокамерные шаровидные	Эпифауна	Пассивные фитофаги	Lagenammina	Секреторные	H	Спирально-плоскостные, спирально-конические с незадвухкамерной второй трубчатой камерой	Эпифауна	Растительные детритофаги, фитофаги	Spirulina				
	C1	Удлиненные многокамерные	Однорядные камеры	Инфауна (от неглубокой до глубокой)	Reorhax		I	Раскованы уплощенные, дискообразные, спирально-плоскостные или с слабообъемно-спиральными камерами, удлиненные	Эпифауна	Активные детритофаги, фитофаги	Ophthalmidium				
	C2		Двухрядные с начальным спиральным и последним однорядным отделом	Неглубокая инфауна	Детритофаги, бактериальные сапрофиты		Ammobaculites (микросферическая)								
	C3		Двухрядные, трехрядные и высоко трооспиральные	Инфауна (от неглубокой до глубокой)	Verneuilinoides Textularia Ryadella										
	D1	Спиральные многокамерные	Плосковыпуклые трооспиральные	Эпифауна до глубокой инфауны	Детритофаги, фитофаги, всеядные		Trochammina	J	Удлиненные многокамерные	Погружающаяся на небольшую глубину инфауна	Активные детритофаги, фитофаги, бактериальные сапрофиты	Citharina, Citharinella Dentalina, Frondicularia Geinitzina, Grigelis Lagena, Lingula Marginulina, Nodosaria Palmula, Prodentolina Pseudoglandulina Siphonodosaria, Vaginulina			
	D2		Двояковыпуклые трооспиральные	Эпифауна	Детритофаги, фитофаги, всеядные, бактериофаги		Haplophragmoides Kusevelia Ammobaculites (мегалосферическая)					J1	Углообразные	Погружающаяся на глубину инфауна	Активные детритофаги, пассивные всеядные
	E	Уплощенные дискоидальные с продолговатой и длинной второй камерой (спирально-скрученные или плоскоспиральные)	Эпифауна	Детритофаги, фитофаги	Ammodiscus Giomospirella		J2					Спирально-винтовые вытянутые			
	F	Небольшой отдел спирально-спиральной, последующий – спиральной с неравномерно расширяющимся осязательным свертыванием трубками	Эпифауна	Пассивные фитофаги, фильтраторы (?)	Nubecularia Nubulinella		K	Спирально-плоскостные, двояковыпуклые (дискообразные)	Эпифауна до глубоко погружающаяся инфауна	Активные детритофаги, пассивные всеядные	Lenticulina				
	G1	Двояковыпуклые трооспиральные	Эпифауна	Растительные детритофаги, фитофаги	Garantella		P	Трооспиральные, овальные с явно выраженной спиральной и шаровидными камерами	Планктон	Покровители микробиотопов	Globuligerina				

Рис. 1. Морфогруппы фораминифер келловей разреза Большие Тарханы.

**Материал и методика.** Материалом для исследования послужили 4 образца глинистых пород, отобранные из нижней части разреза Большие Тарханы [Газизуллин, 2024]. Из них суммарно извлечено 3580 экземпляров фораминифер различной сохранности.

Типизация выявленных родов по морфогруппам проводилась отдельно для агглютинирующих и секреторных фораминифер согласно работам предшественников [Reolid, 2008; 2012; Кольпэр, 2017]. В качестве основных параметров были учтены: 1) форма раковины; 2) образ жизни (эпифауна, неглубокая инфауна, потенциально глубокая инфауна, планктон); 3) тип питания (фильтраторы, детритофаги, фитофаги, бактериофаги, сапрофиты и всеядные) [Jones, 1985]. В результате выделено 11 морфогрупп фораминифер (MG-B – MG-P), часть из которых подразделены на подгруппы (MG-C, MG-D, MG-G и MG-J) (рис. 1).

Для реконструкции условий палеосреды использовались также кривые разнообразия и численности фораминифер. Глубина водоёма оценивалась по соотношению агглютинированных форм к секреторным (A/C) [Armstrong, 2005; Зорина, 2010].

**Результаты.** Ассоциация фораминифер в изученном интервале разнообразна как в видовом, так и в количественном отношении. Всего она насчитывает 120 видов, относящихся к 43 родам [Газизуллин, 2024]. Фораминиферы представлены в основном бентосными формами, из планктонных разновидностей встречены единичные экземпляры вида *Globuligerina bathoniana* [Газизуллин, 2024]. Интервал также характеризуется высокой численностью фораминифер – от 540 (обр. №4) до 1082 экземпляров (обр. №5) на 135 грамм породы.

Среди фораминифер с секреторной раковиной наибольшим разнообразием характеризуются лагениды, в состав которых входит 18 родов (*Astaculus*, *Citharina*, *Citharinella*, *Dentalina*, *Eoguttulina*, *Frondicularia*, *Geinitzina*, *Globulina*, *Guttulina*, *Lagena*, *Lenticulina*, *Lingulina*, *Marginulina*, *Marginulinopsis*, *Palmula*, *Planularia*, *Saracenaria* и *Vaginulina*). В образцах также многочисленны *Nodosariida*, представленные родами *Nodosaria*, *Prodentolina*, *Pseudoglandulina*, *Siphonodosaria*, *Lingulina*, *Paralingulina*, *Pseudonodosaria*,

*Rectoglandulina* и *Grigelis*. Количество остального известкового бентоса (*Ophthalmidium*, *Nubiculinella*, *Nubecularia*, *Globuligerina*, *Garantella* и *Spirillina*) невелико.

Агглютинированные формы родов *Ammobaculites*, *Haplophragmoides*, *Lagenammina*, *Reophax* и др. обнаружены во всех изученных образцах [Газизуллин, 2024]. Наибольшее их количество присутствует в обр. №3 (323 экз.), наименьшее – в обр. №5 (22 экз.) (рис. 2).

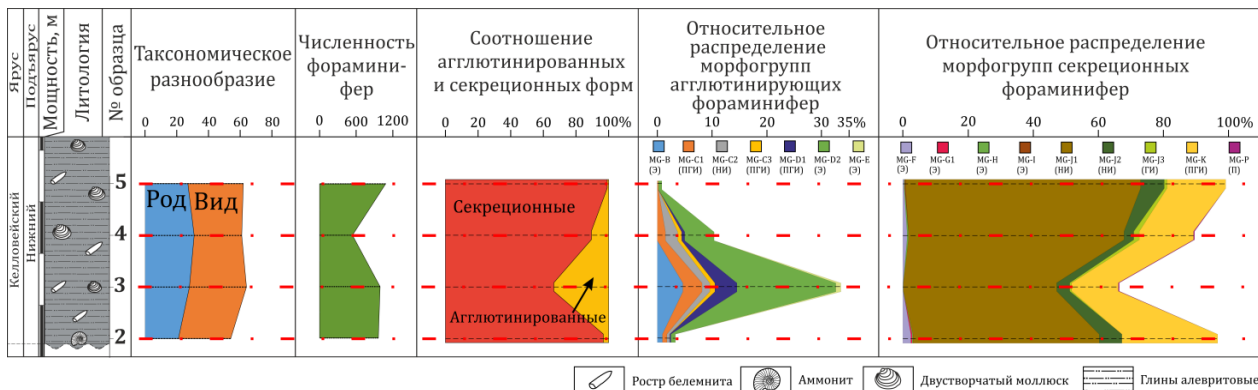


Рис. 2. Распределение морфогрупп фораминифер нижнего-среднего келлова разреза Большие Тарханы и изменение их структуры в сравнении с динамикой таксономического разнообразия, численности фораминифер и соотношения агглютинированных и секреторных форм

Условные обозначения: Э – эпифауна; НИ – неглубокая инфауна; ПГИ – потенциально глубокая инфауна; П – планктон.

Во всем изученном интервале доминируют морфогруппы MG-J1 (60,3%). Субдоминантами являются MG-K (19,9%), MG-D2 (6,2%) и MG-J2 (5,6%). Остальные морфогруппы (MG-B, MG-C1, MG-D1, MG-F и др.) являются второстепенными и встречаются в незначительном количестве (рис. 2).

Изученный интервал характеризуется преобладанием неглубокой инфауны (66,8%); реже встречается глубокая инфауна (23,7%). Эпифауна занимает подчиненное значение (9,83%), лишь изредка достигая субдоминирующее положение с глубокой инфауной в образце №3 (рис. 3). Влияние планктона в сообщество фораминифер крайне невелико (до 0,4%).

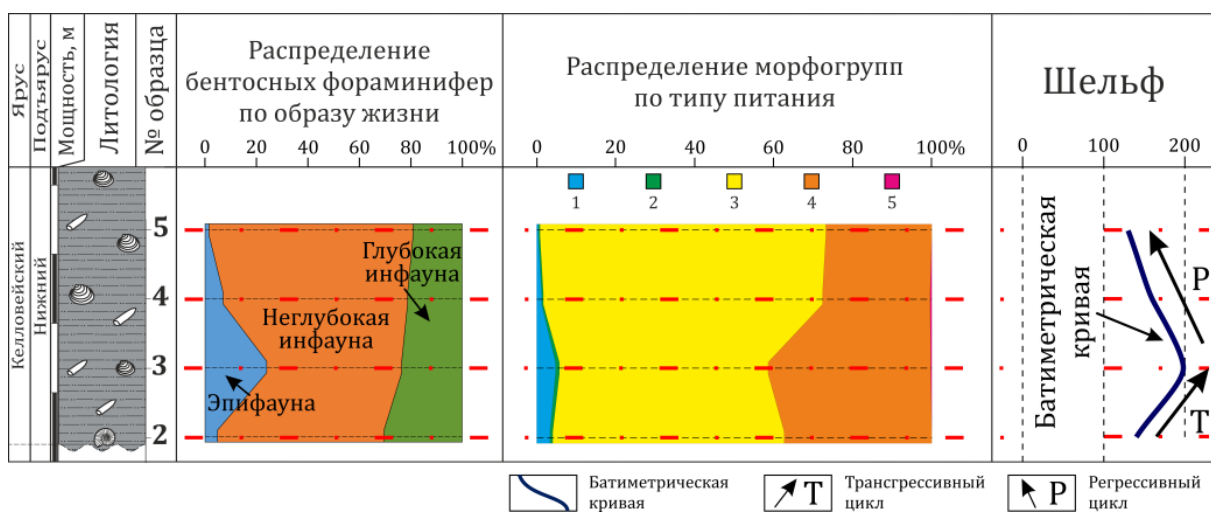


Рис. 3. Распределение морфогрупп по образу жизни и типу питания. Батиметрическая кривая, построенная по данным распределения фораминифер в разрезе

Условные обозначения: 1 – фильтраторы суспензии, пассивные травоядные (MG-B, MG-F); 2 – активные травоядные, фитофаги (MG-E, MG-G1, MG-H, MG-I); 3 – детритофаги, бактериофаги (MG-C, MG-J1); 4 – всеядные (MG-D, MG-J2, MG-J3, MG-K); 5 – поедатели

микрофитопланктона (MG-P).

Эпифауна представлена в основном агглютинирующими фораминиферами *Ammobaculites* (MG-D2), *Haplophragmoides* (MG-D2) и *Lagenammina* (MG-B). Значительно реже в эпифауне встречаются известковые морфогруппы F (*Nubiculinella tenua*). В мелководной инфауне доминирует MG-J1 (*Marginulina mjatliukae* и *Lagena* cf. *minutissima*). В потенциально глубокой инфауне преобладает *Lenticulina* (MG-K), среди которой многочисленны *Lenticulina sphaerica* (рис. 2).

По типу питания среди морфогрупп доминируют детритофаги, бактериальные сапрофиты (63,6%) и пасущиеся всеядные (33,1%) (рис.3).

**Палеоэкологический анализ.** Анализ морфогрупп и особенностей распределения фораминифер в экологических группах позволил выявить три интервала развития сообществ:

1. Интервал MG-J1–MG-K–MG-J2 (обр. 2) характеризуется доминированием мелководной инфауны с морфогруппой MG-J1 (*Marginulina* и *Lagena*) при незначительном содержании эпифауны (MG-F, MG-B). Глубокая инфауна занимает субдоминирующее положение, среди которой выделяется морфогруппа K (*Lenticulina*). Подобное соотношение свидетельствует о хорошей доступности кислорода и питательных веществ в среде инфауны [Reolid, 2012]. Высокое биоразнообразие и численность фораминифер, а также господство секреторных форм указывают на стабильную нормально-морскую бентосную обстановку в области средней части внешнего шельфа (рис. 3). Наличие потенциально глубокой инфауны в экосистеме может свидетельствовать о хорошей биотурбации осадков [Jorissen, 1995]. Однако уровень органического вещества в придонной воде был низким из-за незначительного количества фитофагов в сообществе (рис. 3). Основным источником питания для фораминифер служили бактерии и детритовый материал (рис. 3).

2. Интервал MG-J1–MG-D2–MG-K (обр. 3) характеризуется резким увеличением численности эпифауны (с 4,86% до 23,8%), представленной в основном агглютированными формами – MG-D2 (*Ammobaculites*, *Haplophragmoides*) и MG-B (*Lagenammina*). Замещение части инфауны агглютированной эпифауной может быть связано с увеличением глубины морского бассейна до бровки шельфа, что, вероятно, вызвано морской трансгрессией (рис. 3). На это указывает соотношение А/С (34% агглютированных форм) при высоком таксономическом разнообразии (64 вида 31 рода) и численности фораминифер (991 экз.). Кроме того, доля *Reophax* (MG-C1) и *Ammobaculites* (MG-C2) в разрезе возрастает с увеличением глубины до нижнего склона [Reolid, 2008]. Гипотеза о влиянии холодных вод с Арктики также заслуживает внимания и подтверждается наблюдениями Г.Н. Старцевой [Старцева, 1975]. Развитие рода *Haplophragmoides* (MG-D2) стало благоприятным благодаря высокому поступлению органического вещества в придонные воды, что способствовало увеличению его численности и устойчивости к изменениям в экосистеме [Никитенко, 2009]. На возросшую роль органического материала также указывает и увеличение доли фитофагов в сообществе – до 5,8%. Род *Ammobaculites*, как индикатор слабой гидродинамики [Никитенко, 2009], подтверждает удаленность изучаемой территории от береговой линии, что типично для внешнего шельфа, где воздействие течений и волн уменьшается.

3. Интервал MG-J1–MG-D2–MG-K–MG-J2 (обр. 4 и 5) характеризуется уменьшением численности эпифауны и глубокой инфауны. Одновременно наблюдается увеличение числа неглубокой инфауны, представленной морфогруппой J1 (*Marginulina*, *Lagena* и *Citharinella*). Зона накопления осадков переместилась к средней части внешнего шельфа в результате начавшейся регрессии морского бассейна (рис. 3), что привело к снижению численности популяции фораминифер (540 экз.) и доли агглютированных форм (10,4%). Вскоре экосистема стабилизировалась с восстановлением численности фораминифер (1082 экз.) и практически полным исчезновением агглютированных форм (2%). Колебание уровня моря, вероятно, было незначительным, на что указывает сохранившееся таксономическое разнообразие (рис. 3). Уменьшение доли потенциально глубокой инфауны совпало с



развитием скульптурированных видов морфогруппы J2 (*Marginulina mjatliukae*, *Citharinella nikitini*), что свидетельствует о снижении уровня кислорода в осадке [Jorissen, 1995; Reolid, 2008]. Возросла роль бактериофагов и детритофагов в сообществе по сравнению с предыдущими интервалами (рис. 3).

**Выводы.** Проведенный морфогрупповой анализ фораминифер из келловейских отложений разреза Большие Тарханы позволил выявить три интервала развития сообществ, связанных с изменениями абиотических условий среды. Первый интервал характеризуется стабильной бентосной обстановкой и хорошей биотурбацией осадков, указывая на устойчивые условия в средней части внешнего шельфа. Вторым интервалом демонстрирует изменения в составе сообществ, связанные с увеличением глубины бассейна и вероятной морской трансгрессией, что подтверждается ростом численности эпифауны и агглютинированных форм. Третий интервал отражает начавшуюся регрессию бассейна, приведшую сначала к временной нестабильности экосистемы, а затем с последующим восстановлением и стабилизацией условий. Полученные данные не только расширяют знания о палеоэкологии морских бассейнов Восточно-Европейской платформы юрского периода, но и подтверждают высокую информативность морфогруппового анализа для реконструкции палеосреды.

#### **Список литературы:**

1. Газизуллин Б.М. Фораминиферы нижнего-среднего келловей разреза Большие Тарханы (Республика Татарстан) // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий, 2024. С. 36–41.
2. Зорина С.О. Биофации бентосных фораминифер, палеобатиметрия и секвенс-стратиграфия среднеюрских-нижнемеловых отложений востока Русской плиты (район Татарско-Шатрашанской скважины 1, Республика Татарстан) // Литосфера, 2010. № 4. С. 81–93.
3. Кольпэр К., Никитенко Б.Л., Хафаева С.Н. Стратиграфия и особенности экостратиграфического распределения морфогрупп фораминифер верхней юры разреза Макарьев (р. Унжа, бассейн Волги) // Геология и геофизика, 2017. Т. 58. № 1. С. 86–104.
4. Никитенко Б.Л. Стратиграфия, палеобиогеография и биофации юры Сибири по микрофауне (фораминиферы и остракоды). Новосибирск, Параллель, 2009. 680 с.
5. Старцева Г.Н. К вопросу о палеоэкологии позднеюрских фораминифер Среднего Поволжья // Образ жизни и закономерности расселений современной и ископаемой микрофауны. 1975. С. 201–204.
6. Armstrong H.A., Brasier M.D. Microfossils. Wiley-Blackwell, 2005, p. 152–159.
7. Jones, R.W., Charnock M.A. “Morphogroups” of agglutinating foraminifera. Their life position, feeding habitats and potential applicability in (paleo)ecological studies // Revue de Paléobiologie, 1985, vol. 4, p. 311–320.
8. Jorissen, F.J. A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats // Marine Micropaleontology, 1995. Vol. 26. P. 3-15.
9. Reolid, M., M., Rodríguez-Tovar F.J., Nagy J., Olóriz F. Benthic foraminiferal morphogroups of mid to outer shelf environments of the Late Jurassic (Prebetic Zone, southern Spain): characterisation of biofacies and environmental significance // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2008,. Vol. 261. P. 280–299.
10. Reolid M., Sebane A., Rodríguez-Tovar F.J., Marok A. Foraminiferal morphogroups as a tool to approach the Toarcian anoxic event in the Western Saharan Atlas (Algeria) // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 2012. V. 323–325. P. 87–99.

#### **НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ ОСТАТКАХ ВЕНДСКИХ МЯГКОТЕЛЫХ ОРГАНИЗМОВ НА СРЕДНЕМ УРАЛЕ (ВЕСТИ С ПОЛЕЙ 2024 г.)**

**А.В. Колесников, В.А. Панькова, В.Н. Паньков, Е.Н. Высоцкий, С.С. Джавадов, Н.Б. Кузнецов, А.В. Шацлло, И.В. Латышева, Т.В. Романюк**  
Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва  
e-mail: kolesnikov@ginras.ru

История изучения палеонтологических остатков вендских мягкотелых организмов на Среднем Урале берет свое начало в 1977 г. Тогда, Ю.Р. Беккером в породах «рифейского возраста», вскрытых в естественных обнажениях по берегам Широковского водохранилища (бассейн р. Косьвы, Пермский край) на поверхностях напластования зеленовато-серых песчаников чернокаменной свиты сылвицкой серии впервые были обнаружены различные округлые отпечатки, интерпретированные им как остатки представителей бесскелетных макроскопических организмов *Tirasiana centralis* sp. nov., *T. cf. coniformis* Palij [Беккер, 1977]. Позже было показано, что породы сылвицкой серии, обнаженные по берегам Широковского водохранилища имеют вендский возраст [Соколов, Федонкин, 1985]. В дальнейшем поиск ископаемых остатков с района долины р. Косьва сместился юго-восточнее – на обнажения сылвицкой серии в долинах р. Чусовая и ее притоков в Свердловской области, где в период с 2002 по 2019 гг. были обнаружены разнообразные остатки вендских бесскелетных макроорганизмов, включающих в себя представителей групп дикинсониеморф, палеопаспихнид, микробиальных колоний, фрондоморф, чуариоморф, органов прикрепления и микробиальных колоний [Гражданкин и др., 2010; Bobkov et al., 2019]. Исследователи сообщали, что большинство находок были собраны из верхней части чернокаменной свиты [Гражданкин и др., 2005, 2010; Маслов и др., 2018]. Среди найденных ископаемых остатков были определены представители беломорских разновидностей *Inaria*, *Beltanelloides*, *Palaeopascichnus*, *Cyclomedusa*, *Ediacaria*, *Eoporpita*, *Charniodiscus*, *Vaizitsinia*, *Dickinsonia*, *Yorgia* и *Nemiana*.

В августе-сентябре 2024 гг. нами были предприняты дальнейшие попытки полевых исследований в районе Широковского водохранилища, среднего течения р. Усьвы (Пермский край) и нижнего течения р. Сылвицы (Свердловская область), направленные на доизучение и рекогносцировочные исследования геологических разрезов чернокаменной свиты, толщи которых обнажены вдоль береговых линий указанных водоемов (по состоянию на 2024 г. не существует общепринятого взгляда на стратиграфический объем и состав представленных здесь подцвет чернокаменной свиты), а также поиск вендских бесскелетных ископаемых остатков. В результате чего было показано, что разрез сылвицкой серии в районе Широковского водохранилища представлен наиболее полно и непрерывно; также нам удалось повторить находки Ю.Р. Беккера, Д.В. Гражданкина и соавторов, и, кроме того, обнаружить многочисленные и разнообразные формы ископаемых макроорганизмов, ранее не известных из типовой местности.

Новый палеонтологический материал отличается высокой степенью сохранности и включает в себя представителей групп рангеоморф, чуариоморфид, палеопаспихнид, арумбериеморф, дикинсониеморф, органов прикрепления (арбореоморф), фрондоморф, микробиальных колоний, ископаемых следов жизнедеятельности (ихнофоссилий), а также комплексных телесно-следовых остатков, которые были обнаружены впервые в венде Среднего Урала. Собранные нами палеонтологические остатки характерны для крупнейших местонахождений ископаемых организмов эдиакарского типа в других регионах, таких как юго-восточное Беломорье, п-ов Ньюфаундленд (Канада) и хр. Флиндерс (Австралия). Таким образом, факт их обнаружения в ассоциации окаменелостей, которая ранее отличалась крайне низким таксономическим разнообразием, дает основание прогнозировать открытие уже в ближайшем будущем полноценного местонахождения организмов эдиакарского типа с уникальной сохранностью (лагерштетта) в районе Широковского водохранилища, а также рек Усьва и Сылвица.

Исследования проведены при финансовой поддержке гранта РНФ № 24-77-10030.

#### Список литературы:

1. Беккер Ю.Р. Первые палеонтологические находки в рифее Урала // Известия АН СССР серия «Геология». Москва. 1977. № 3. С. 90–100.

2. Гражданкин Д.В., Маслов А.В. и др. Беломорская биота эдиакарского типа на среднем Урале // ДАН. 2005. Т. 401. № 6. С. 784–788.
3. Гражданкин Д.В., Маслов А.В. и др. Осадочные системы сыльвицкой серии (верхний венд Среднего Урала) // УрО РАН. Екатеринбург. 2010. 280 с.
4. Маслов А.В., В.Н. Подковыров, Д.В. Гражданкин, А.В. Колесников. Верхний венд востока, северо-востока и севера Восточно-Европейской платформы: процессы осадконакопления и эволюция биоты // Литосфера. 2018. Т. 18. № 4. С. 520–542.
5. Соколов Б.С., Федонкин М.А. Вендская система. Том. 2. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Стратиграфия и геологические процессы // Наука: Москва. 1985. 246 с.
6. Bobkov N.I., Kolesnikov A.V., Maslov A.V., Grazhdankin D.V. The occurrence of Dickinsonia in non-marine facies // Estudios Geologicos. 2019. V. 75 (2). e096.

## ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА БЕЛАРУСИ

*Е. А. Кушим<sup>1, \*</sup>, Е. Г. Раевская<sup>2</sup>, В. В. Марусин<sup>3</sup>, Е. Ю. Голубкова<sup>1</sup>*

<sup>1</sup> Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup> Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

<sup>3</sup> Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука, Новосибирск, Россия  
\*e-mail: kushim\_ea@mail.ru

С целью обновления палеонтологической характеристики нижнепалеозойских отложений Восточно-Европейской платформы (ВЕП) проведено изучение опорной скв. Скверики-1с, пробуренной в Подляско-Брестской впадине юга Беларуси. По литологическим и биостратиграфическим данным в разрезе скважины были выделены верхневендские отложения котлинского горизонта, на которых без заметного стратиграфического перерыва залегают рытская, страдечская, спановская, бугская, величковичская свиты нижнего кембрия и ставская, орлинская свиты среднего кембрия [Voskoboinikova, Kuzmenkova, 2011 и настоящие исследования]. Новые палеонтологические данные получены из нижнекембрийской части разреза.

**В страдечской свите** распространены транзитные акритархи *Leiosphaeridia jacutica*, *L. minutissima*, *L. tenuissima*, *Pterospermopsimorpha* sp. и нитчатые микрофоссилии, близкие к цианобактериям *Siphonophycus* sp., *Oscillatoriopsis* sp. На гл. 903 м дополнительно обнаружено несколько фрагментов грибоподобных образований *Vanavarataenia* sp., гладкостенных трубок *Dvinia* sp. и микрофоссилий *Ceratophyton* sp. (рис. 1, б). Представители рода *Ceratophyton* появляются в ровенское–лонтоваское время и сопоставляются со скалидами, хвостовыми крючками или зубами многоклеточных животных, близких к приапулидам [Smith et al., 2015; Slater et al., 2017].

**В спановской свите** обнаружены единичные транзитные акритархи *Leiosphaeridia crassa*, *L. minutissima*, *L. tenuissima*. Ихнофоссилии представлены сравнительно редкими мелкими субгоризонтальными норами *Palaeophycus*.

**Бугская свита** охарактеризована более разнообразным набором таксонов. В ассоциации с транзитными микрофоссилиями *Leiosphaeridia jacutica*, *L. minutissima*, *L. tenuissima*, *Sinsphaeridium* sp., *Siphonophycus* sp. на этом уровне обнаружены немногочисленные акантоморфные акритархи преимущественно плохой сохранности *Asteridium* sp. *Helisphaeridium* sp., *Tasmanites* sp. (рис. 1, а). Представители прازیнофитовых водорослей *Tasmanites* типичны для нижнего кембрия северо-запада ВЕП, включая территорию Польши [Moczyłowska, 1991, 2011].

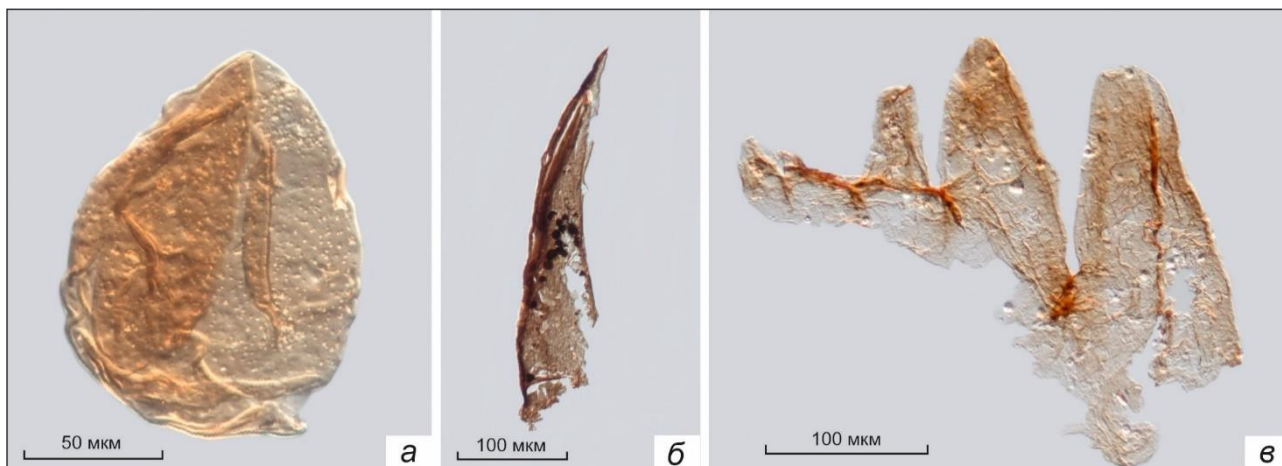


Рис. 1. Некоторые характерные раннекембрийские микрофоссилии, обнаруженные в разрезе скв. Скверики-1с юга Беларуси.

*a* – *Tasmanites* sp., гл. 762.8 м, бугская свита; *б* – *Ceratophyton* sp., гл. 903 м, страдечская свита; *в* – Gen. et sp. indet. 1, гл. 716 м, величковская свита

На гл. 730 м выявлены отдельные фрагменты кутикулярных животных *Ceratophyton* sp. и склериты *Wiwaxia* sp. Целые организмы и изолированные склериты виваксии известны из верхней части третьего, четвертого, вулианского и нижней части друмского ярусов кембрия Международной хроностратиграфической шкалы [Slater et al., 2017]. В стратиграфических схемах России и Беларуси первые два яруса отвечают верхней части нижнего кембрия, а третий и четвертый – нижней части среднего кембрия.

Ихнофоссилии представлены горизонтальными цилиндрическими норами с гладкой поверхностью *Palaeophycus*, с тонкой параллельной орнаментацией *Planolites* и с двулопастной нижней поверхностью *Psammichnites*. Отмечается появление горизонтальных следов царапания осадка *Monomorphichnus*, горизонтальных нор *Teichichnus* с шпайт-структурами, а также цилиндрических вертикальных нор *Skolithos*.

Выше по разрезу в величковской свите помимо проходящих снизу таксонов *Leiosphaeridia jacutica*, *L. minutissima*, *L. tenuissima*, *Sinsphaeridium* sp., *Siphonophycus* sp., *Oscillatoriopsis* sp. обнаружены более многочисленные акантоморфные акритархи удовлетворительной сохранности: *Asteridium lanatum*, *A. tornatum*, *Heliosphaeridium dissimulare*, *H. obscurum*, ?*Skiagia* sp., *Tasmanites* sp.

На гл. 716 м выявлены единичные ископаемые остатки животного происхождения *Ceratophyton* sp., *Wiwaxia* sp и некоторые не определимые пока фрагменты. Значительный интерес вызывают находки не описанных пока сложноорганизованных микрофоссилий Gen. et sp. indet. 1 (рис. 1, в), сопоставляемых Б. Дж. Слэйтером [Slater, 2024] с радулой моллюсков. Близкие по морфологии формы обнаружены недавно в нижнекембрийских отложениях люкатиской свиты Эстонии [Slater et al., 2017 и др.] и в песчаниках *Mickwitzia* Швеции, зона с *Schmidtellus mickwitzi*, ярус 3 [Slater, 2024]. В схемах России и Беларуси этот интервал отвечает доминопольскому горизонту нижнего кембрия.

В нижней части свиты распространены вертикальные цилиндрические норы *Skolithos*, субгоризонтальные цилиндрические норы *Palaeophycus* и короткие субпараллельные царапины *Monomorphichnus*. На глубине 715 м в позитивном гипорельефе обнаружены норы *Teichichnus*, а на гл. 721.4 м – один фрагмент спирально-винтовой вертикальной норы *Gyrolithes*.

Полученные новые данные расширяют палеонтологическую характеристику переходных отложений венда–кембрия центральных районов ВЕП. В разрезах Беларуси впервые обнаружены фрагменты животного происхождения и ихнофоссилии

нижнекембрийского возраста, что указывает на перспективность биостратиграфических и палеогеографических исследований в регионе.

*Исследование выполнено при поддержке гранта Российского научного фонда (проект № 24-17-00142, <https://rscf.ru/project/24-17-00142/>) с использованием оборудования ЦКП «АИРИЗ» (ИГДРАН).*

#### **Список литературы:**

1. Moczyłowska, M. Acritarch biostratigraphy of the Lower Cambrian and the Precambrian – Cambrian boundary in southeastern Poland // *Fossils and strata*. Oslo. 1991. No. 29. P. 1-27.
2. Moczyłowska, M. The early Cambrian phytoplankton radiation: acritarch evidence from the Luikati Formation, Estonia // *Palynology*. 2011. Vol. 35. No. 1. 103–145.
3. Slater B.J., Harvey T.H.P., Gulbaud R., Butterfield N.J. A cryptic record of Burgess shale-type diversity from the Early Cambrian of Baltica // *Palaeontology*. 2017. V. 60. Pt. 1. P. 117–140.
4. Slater B.J. Life in the Cambrian shallows: Exceptionally preserved arthropod and mollusk microfossils from the early Cambrian of Sweden // *Geology*. 2024. V. 52. N. 4. P. 256–260.
5. Smith M.R., Harvey T.H.P., Butterfield N.J. The macro- and microfossil record of the Cambrian priaulid *Ottoia* // *Palaeontology*. 2015. V. 58. P. 4. P. 705–721.
6. Voskoboinikova T.V., Kuzmenkova O.F. Vendian–Cambrian boundary in the eastern Podlyasie-Brest Basin (from lithological data) / Neoproterozoic sedimentary basins: stratigraphy, geodynamics and petroleum potential. Proceedings of the International conference (Novosibirsk, 30 July – 02 August, 2011). / Grazhdankin, D.V. & Marusin, V.V., eds.: Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences. Novosibirsk: IPGG SB RAS, 2011. P. 108 – 109.

## **ПРОСВЕТИТЕЛЬСКАЯ И ОБРАЗОВАТЕЛЬНАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПО ПАЛЕОНТОЛОГИИ В БОЛЬШОЙ СОСНОВЕ**

***Наумова О.П.<sup>1</sup>, Бахарева И.П.<sup>2</sup>, В.Е.Гаврусь<sup>3</sup>***

*<sup>1</sup>МБУК «Большесосновская межпоселенческая центральная библиотека»,*

*<sup>2</sup>МБОУ Большесосновская СОШ, МБУ ДО ЦТЮ «Полет»*

*<sup>3</sup>ФГАО ВО «Пермский национальный исследовательский политехнический университет»,*

*Горно-нефтяной факультет*

*e-mail: biblio-sosn@mail.ru*

Палеонтология как наука тесно взаимодействует со многими дисциплинами и помогает сформировать представление о мире, истории, развитии и последствиях. Привлекательность палеонтологии еще в том, что решаются загадки возрастом в миллионы лет, причем с очевидными и осязаемыми «примерами/образцами». Для детей и подростков – это самое захватывающее введение в саму науку и развитие любознательности, поиски ответов в природе и в литературе.

Одним из значимых мест, где ребенок и взрослый может понять, насколько палеонтология как наука и образцы близки современному человеку, является музей. Экспонаты, экскурсии, рассказы специалистов, владеющих информацией, правильное ее размещение и грамотная подача могут зацепить интерес и удерживать его на протяжении долгого времени. А далее уже сам человек питает и обогащает свое увлечение.

Сложнее, когда населенный пункт небольшой и музея нет – приходится неспециалистам становиться популяризаторами палеонтологии. Материалы исследований собраны в нашем округе, но многие их порой не замечают. Именно поэтому популяризация и просвещение становятся сегодня главными задачами. Помогают в этом различные формы работы: экскурсии, квесты, путешествия, интерактивные площадки, выставки, где юные палеонтологи с увлечением рассказывают о древней истории нашего округа, демонстрируя образцы.

На протяжении нескольких лет наша деятельность была объединена несколькими организациями и имела свои успехи. Это вовлечение детей в удивительный мир палеонтологии, знакомством с вымершими растениями, животными и даже реликтами. Затем – приобщение взрослых (родителей, педагогов, краеведов, библиотекарей), которые помогали с поиском, структурированием информации, поездками на полевые практики.

Следующим шагом стало освоение проектно-исследовательской деятельности и защита работ, помощь специалистов с определением и описанием образцов. Сбор и пополнение личных коллекций образцов. Затем - трансляция результатов исследований по палеонтологии на различных мероприятиях.

Такое последовательное вовлечение населения в палеонтологию дает ряд преимуществ: расширение кругозора, появление нового увлечения, уважение к науке и серьезное к ней отношение (даже если дети в дальнейшем не станут палеонтологами); развитие умений (постановка целей, выполнение задач, умение презентовать свою деятельность); социальное партнерство с родителями, специалистами, создание фонда будущего музея, подтверждающее древнюю богатую историю территории, появление нового круга людей/друзей, увлекающихся данной темой, просвещение населения, вовлечение их в удивительный мир палеонтологии.

Самым значимым достижением для нас, объединившим ряд исследований стал фильм "Большесосновский район" телепередачи "Путешествие через край" телекомпании "Ветта".

Палеонтологическими объектами для изучения на территории Пермского края стали: исследования Большесосновского и Кузинского карьеров на территории Большесосновского округа, исследование Филипповского карьера г. Кунгур; исследование Частинской группы месторождений волконскоита, исследование Очёрского карьера горы Кокуй.

Также нами проводились исследования меловых отложений на Покровских меловых горах г. Оренбурга, Юровского карьера г. Анапы Краснодарского края.

За время исследований были собраны разнообразные палеонтологические коллекции: волконскоита и других минералов, окаменелой древесины, отпечатков флоры и фауны пермского периода, белемнитов мелового периода.

Для определения образцов проводились опыты в домашних условиях и на базе школьной химической лаборатории.

Результаты исследований были представлены обучающимися на мероприятиях различного уровня: научно-практических конференциях, конкурсах, коллоквиумах, круглых столах. За успешную защиту проектно-исследовательских работ юные палеонтологи по итогам выступлений получили призовые места и заслуженные награды, а руководители И.П. Бахарева и О.П. Наумова – благодарности за подготовку участников. Данные работы были высоко оценены специалистами в области палеонтологии. Некоторые работы были опубликованы в сборниках.

Просветительская работа ведется нами на базе Большесосновской межпоселенческой центральной библиотеки, ЦТЮ "Полет". Среди участников - жители и гости Большесосновского округа разного возраста, самым младшим – 6 лет, самым возрастным – 87. Таким образом, палеонтология не знает возрастных ограничений. Проводятся дистанционные и очные мероприятия, организуются передвижные выставки: "Очерия Нецветаева", "В поисках волконскоита", "Как нашли Эстика". Примечательно, что для своих сверстников проводят мероприятия и рассказывают о своих увлечениях юные исследователи.

Флагманами для обучающихся стали Сергей Владимирович Наугольных, Светлана Кирилловна Пухонто, Евгений Николаевич Мащенко, которые проводили консультации, мастер-классы и лекции. Встречи с выдающимися учеными вдохновляют на новые исследования юных палеонтологов.

Взаимодействие между различными субъектами и организациями округа дает нам надежду на зарождение музея, на то, что старания детей, их знания и материалы не канут в лету, а станут основой для дальнейших исследований.



Палеонтология развивается благодаря современным технологиям и разным связям с наукой и искусством. Охота за палеонтологическими образцами живет глубоко в человеке и влечет его к поиску новых находок. Эту тягу среди юных любознательных жителей можно увидеть, поспособствовать ее развернуть в серьезное увлечение, которое станет в дальнейшем профессией.

## **ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВЕРХНЕВИЗЕЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЗРЕЗЕ НА Р. ИСЕТЬ (ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН СРЕДНЕГО УРАЛА)**

***Н.К. Николенко***

*Институт геологии и геохимии Уро РАН, Екатеринбург*

*e-mail: nata2001nik@gmail.com*

На восточном склоне Среднего Урала в Рефтинско-Каменной подзоне Алапаевско-Теченской зоны обнажаются карбонатные отложения исетской свиты поздневизейско-серпуховского возраста [Горский, 1931; Постоялко и др., 1990; Коровко и др., 2000]. Их фациальные обстановки ещё не изучены в полной мере. Учёт и понимание наложенных процессов позволят проводить более точные и детальные реконструкции фациальных обстановок.

Нами были изучены скальные выходы известняков на правом берегу р. Исеть вблизи пос. Мартюш Каменского района Свердловской области. Обнажающаяся здесь осадочная последовательность относится к верхнему подъярису визейского яруса, о чём свидетельствуют находки соответствующих фораминифер (определения Т.И. Степановой). Вторичные преобразования были выявлены в ходе полевых работ и уточнены в процессе микроскопического изучения известняков. Кроме того, данные о содержаниях породообразующих и малых элементов позволили оценить общую степень сохранности седиментогенных признаков – на основе использования геохимических критериев.

Известняки здесь органогенно-обломочные микро- и яснозернистые от тёмно-серых до коричневато-серых с преобладанием среднезернистых структур, менее распространены мелкозернистые разности. Крупные органогенные остатки распределены по разрезу неравномерно и представлены колониями (биогермами или их фрагментами) табулят (размер самого крупного тела до 1×3,6 м); одиночными ругозами (размером до 5×6 см), приуроченными к отдельным слоям; многочисленными раковинами брахиопод, рассеянными члениками криноидей (фрагменты стеблей длиной до 5 см). Кроме того, в шлифах диагностируются обломки известковых зелёных и красных водорослей, раковины фораминифер, остракод, различные «кальцисферы», реже известковые цианобактерии. Были выделены следующие микрофашии: биокластовые водорослевые пакстоуны, биокластовые водорослевые вакстоуны, фораминиферовые пакстоуны, фораминиферово-криноидные пакстоуны, коралловые баундстоуны, полибиокластовые пакстоуны, брахиоподовые флаутстоуны.

Во всех образцах изучаемого интервала наблюдается спаритовый цемент – как в межзерновом пространстве, так и внутри форменных элементов (раковин беспозвоночных) (рис. 1а). В некоторых образцах наблюдается частное проявление этого процесса – образование регенерационного цемента вокруг биокластов: члеников криноидей или обломков зелёных водорослей (рис. 1б).

В шлифах наблюдаются стилолитовые швы в виде многочисленных протяжённых неровных поверхностей с многочисленными буграми без чётких зубцов (рис. 1в). Стилолиты прерывистые, ориентированы косо по отношению к наложению, заполнены чёрным тонкодисперсным веществом – предположительно органическим (битумным?), а также гидроксидами железа и марганца. Максимальная толщина швов – 0,05 мм.

Практически на всех уровнях разреза наблюдаются трещинки, залеченные яснокристаллическим кальцитом (рис. 1г). В шлифах толщина прожилков не превышает 0,9 мм. Трещины протяжённые, прямые, в преобладающем большинстве не ветвящиеся, секущие форменные элементы.

В ходе изучения известняков обнаружены следы доломитизации, которые неравномерно распределены по разрезу зонами мощностью от нескольких сантиметров до 5,5 метров. В геологической летописи известны как раннедиагенетические («первичные»), так и метасоматические («вторичные») доломиты [Кузнецов, 2007]. Субидиоморфный характер кристаллов доломита и деградация седиментогенных признаков вследствие доломитизации в изученных образцах известняков говорит о вторичной природе доломита (рис. 1д). Метасоматическое замещение кальцита доломитом предположительно привело к образованию пустот размерами до 0,8×0,6 мм (рис. 1е).

В шлифах встречаются участки, на которых первичная седиментационная структура почти не различима вследствие образования относительно крупных кристаллов кальцита (рис. 1ж). В соответствии с представлениями Н.В. Логвиненко и Л.В. Орловой [1987], перекристаллизация могла быть реализована на стадии катагенеза. Отсутствие глинистой, кремнистой и органической примесей создаёт благоприятные условия для процессов перекристаллизации, так как примеси, как правило, препятствуют последним [Гмид, 2006].

В разрезе часто встречаются кремневые конкреции (рис. 1з). Они вытянуты вдоль слоистости, имеют размеры до 18 см в длину и разнообразную, часто замысловатую форму. Как известно [Пустыльников, Вакуленко, 1997], подобные конкреции могут быть как раннедиагенетическими, так и более поздними. Можно предположить, что геохимическая обстановка в бассейне седиментации была сходной с описанной В.Г. Кузнецовым и Н.М. Скобелевой [2005] для рифея Сибирской платформы: в щелочных условиях среды водоёма поступающий с терригенной примесью кремнезём растворялся, а при понижении pH в осадке образовывались стяжения. С другой стороны, в изученном разрезе мы не наблюдаем перерывов, а обстановки седиментации оставались достаточно стабильными (т.е. не отмечается факторов, которые могли бы повлиять на заметную смену щёлочности). Так или иначе, чтобы точно определить стадию и механизм формирования конкреций, потребуются дополнительные исследования. Более-менее уверенно можно говорить лишь о том, что кремнезём имеет abiогенное происхождение.

На сохранность седиментационных признаков карбонатных отложений могут указывать геохимические индикаторы Mn/Sr и Fe/Sr. Для известняков обычно используются значения  $Mn/Sr \leq 4$ ,  $Fe/Sr \leq 10$  [Кузнецов, 2013]. Образцы изученного интервала удовлетворяют этому критерию (Mn/Sr в пределах 0,03–0,47; Fe/Sr – 1,23–3,68), следовательно рассматриваемые известняки не подвергались масштабным постседиментационным преобразованиям (которые часто сопровождаются обогащением пород марганцем и железом), а сохранность седиментогенных компонентов позволяет производить геохимические и фациальные реконструкции.

К процессам раннего диагенеза можно отнести формирование спаритового и регенерационного цемента, предположительно, стилолитовые швы отчасти также могли образоваться в это же время. К более поздним процессам можно отнести образование трещин, впоследствии залеченных кальцитом, которые служат индикатором процессов катагенеза, и перекристаллизацию основной массы: новообразованные кристаллы кальцита отличаются крупным размером и прозрачностью, что характерно для катагенеза [Гмид, 2006; Логвиненко, Орлова, 1987].

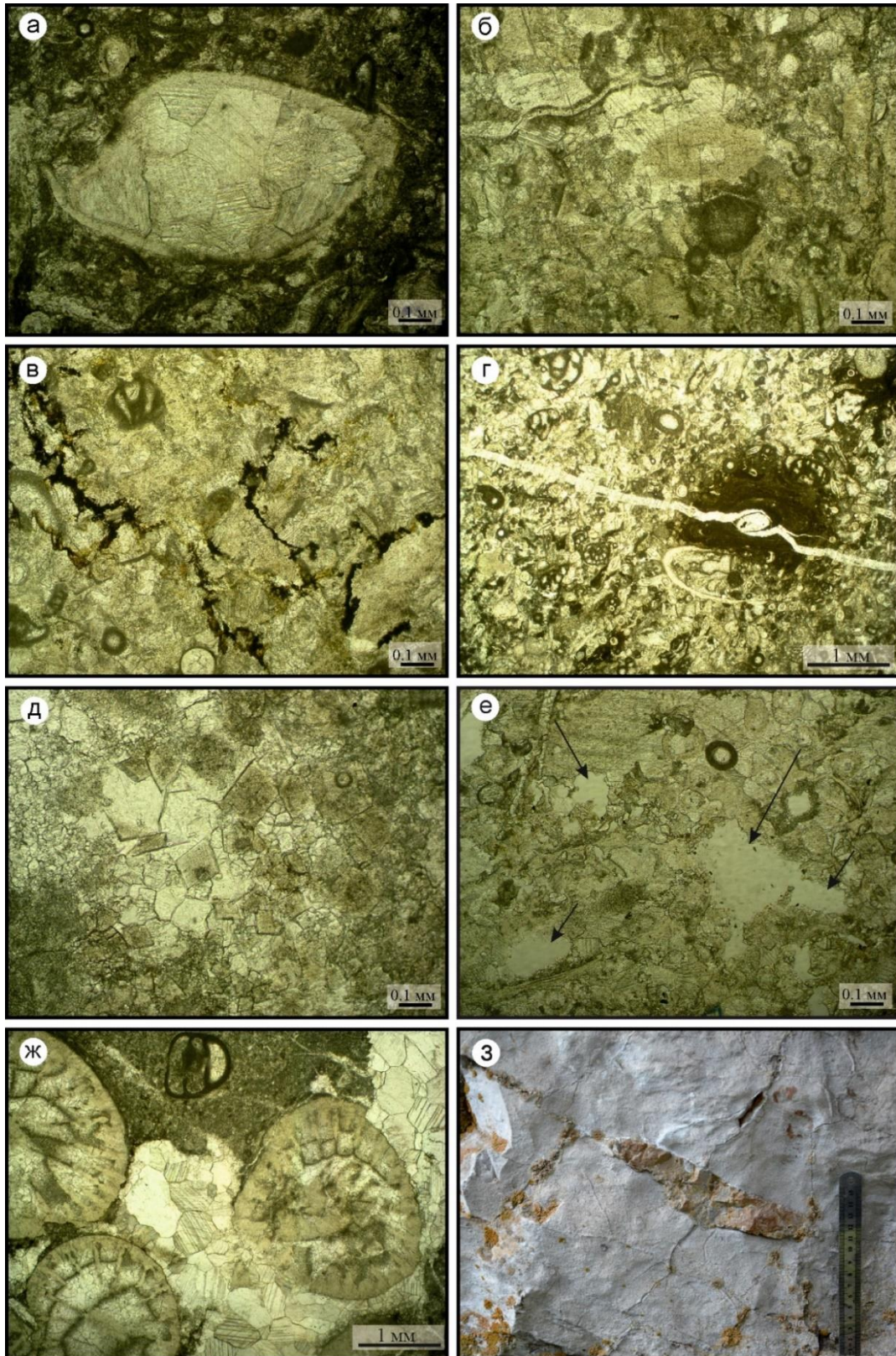


Рис. 1. Постседиментационные изменения верхневизейских известняков разреза на р. Исеть: *а-ж* – наблюдаемые в шлифах (никели параллельны): *а* – спарит внутри раковины остракоды, *б* – регенерационный цемент вокруг членика криноидеи (вблизи центра фото), *в* – стилолитовые швы, заполненные гидроксидами Fe и Mn, *г* – трещина, залеченная кристаллическим кальцитом, *д* – неравномерная доломитизация, *е* – каверны (отмечены стрелками), *ж* – зона перекристаллизации; *з* – наблюдаемые на макроуровне: кремневая конкреция.



На основании того, что среди изученных пород наблюдались участки перекристаллизации основной массы, значительную часть изученного разреза охватывают процессы доломитизации, разноориентированные стилолиты и кальцитовые прожилки, можно сделать вывод о достаточно высокой степени преобразования известняков – возможно, на уровне позднего катагенеза.

*Исследования проведены в соответствии с темой государственного задания ИГТ УрО РАН (№ госрегистрации 123011800013-6).*

#### **Список литературы:**

1. Гмид Л.П. Литологические аспекты изучения карбонатных пород-коллекторов // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2006. С. 9.
2. Горский И.И. Детальная геологическая съёмка окрестностей Каменского завода // М-Л.: Геологическое изд-во Главного геолого-разведочного управления. 1931.
3. Коровко А.В., Двоглазов Д.А., Кузовков Г.Н., Смирнов В.Н., Пуртов В.А., Бурнатная Л.Н., Герасименко Б.Н., Глазырина Н.С., Сидорова М.Н., Ведерников В.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000 (Издание второе. Серия Среднеуральская). Лист О-41-XXXII. Объяснительная записка / Ред. М. С. Рапопорт, В. В. Стефановский, К. П. Савельева. Верхняя Пышма, 2000. 274 с.
4. Кузнецов А.Б. Эволюция изотопного состава стронция в протерозойском океане. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН, 2013. 43 с.
5. Кузнецов В.Г. Литология. Осадочные горные породы и их изучение. М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2007. С. 511.
6. Кузнецов В.Г., Скобелева Н.М. Процесс окремнения рифейских карбонатных отложений (Юрубчено-Тохомская зона, Сибирская платформа) // Литология и полезные ископаемые. 2005. С. 637–650 с.
7. Логвиненко Н.В., Орлова Л.В. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане Л.: Недра, 1987. 237 с.
8. Постоялко М.В., Плюснина А.А., Арбанова Е.С., Черепанова Н.А., Степанова Т.И. Верхневизейские отложения на р. Исеть (разрез «Брод-Ключики») // Новые данные по геологии Урала, Западной Сибири и Казахстана. Свердловск: ИГТ УрО АН СССР, 1990. С. 117–148.
9. Пустыльников А.М., Вакуленко Л.Г. Происхождение и формы выделения кремнезёма в рифейских отложениях Байкитской антеклизы (Сибирская платформа) в связи с проблемой формирования трещинно-каверновых коллекторов // Геология и геофизика. 1997. С. 1962–1967.

### **НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ И УСЛОВИЯХ ОСАДКОАКОПЛЕНИЯ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ СРЕДНЕГО ТИМАНА**

***В.Н. Паньков, В.А. Панькова, А.В. Колесников, А.В. Шаццлло, И.В. Латышева,  
Н.Б. Кузнецов***

*Геологический институт РАН, Москва*

e-mail: [pankov@ginras.ru](mailto:pankov@ginras.ru)

Возраст и стратиграфическое положение верхнего докембрия Среднего Тимана является предметом обширных дискуссий, что наряду с отсутствием надежных палеонтологических данных и прямых датировок вулканогенных цирконов не позволяет уверенно коррелировать данные разрезы с сопредельными регионами, таким как Средний и Южный Урал, юго-восточное Беломорье и Кольский полуостров. Так В.Г. Оловянишников [Оловянишников, 1998] в своих работах предполагал, что песчаники и алевролиты усть-палегской и визингской свит, как и доломиты павьюгской свиты, слагают наиболее древние части разреза, которые приурочены к верхнему рифею. Джежимская свита по мнению В.Г. Оловянишникова является

аналогом аньягской свиты венда, но в легенде второго издания Тиманской серии листов ГКК-200 РФ [Опаренкова, Иванов, 1999] все вышеперечисленные свиты лежат в основании разреза и отнесены к верхнему рифею. Проведенные Брусницыной и ее коллегами U-Pb датирования детритных циклонов из песчаников четласской серии показали, что возраст серии лежит в интервале 1096–1125 млн лет, что в современном понимании соответствует среднему рифею, снос же кластического материала происходил с Балтийского щита [Брусницына и др., 2018].

Недавно нами были проведены рекогносцировочные исследования представительных выходов визингской и усть-палегской свит верхнего докембрия Среднего Тимана в междуречье Мезенская Пижма – Четлас на западном склоне возвышенности Четласский камень. Возвышенность Четласский камень находится в средней части Тиманского кряжа на северо-востоке Европейской части России на границе Архангельской области и Республики Коми. Именно здесь нами впервые были обнаружены многочисленные ископаемые остатки вендских мягкотелых организмов. В результате детального лабораторного изучения морфологии и тафономических особенностей отпечатков из визингской и усть-палегской свит были определены несколько групп остатков: палеопаспихниды, фрндоморфы, арумбериоморфные микробные образования, остатки с концентрическим строением типа *Cyclomedusa* и многочисленные ископаемые следы жизнедеятельности организмов.

При петрографическом изучении пород четласской и быстринской серий было установлено, что породы этих свит сложены терригенными кварц-полевошпатовыми песчаниками и алевролитами, зерна кварца в которых имеют разную степень окатанности, что свидетельствует об изменении условий переноса и переотложения обломочного материала из источников сноса. Также в ходе лабораторного исследования отобранного материала был проведен анализ вещественного состава, а также состава оксидов на приборе LA-ICP-MS. Установлено, что по распределению петрогенных оксидов терригенные породы визингской свиты представляют собой осадочную последовательность, сложенную глинистыми сланцами, вакками и лититами, что подтверждается положением фигуративных точек в соответствующих полях на диаграмме М.М. Хирона [Heron, 1988].

В породах четласской серии имеет место тренд прогрессивного выветривания, о чем свидетельствуют высокие концентрации  $Al_2O_3$ . Отложения подвергались интенсивному выветриванию, которое сопровождалось переходом из зоны гумидного в зону более засушливого аридного климата. Значительная роль процессов выветривания в области источников сноса подтверждается также и высокими значениями индекса химического выветривания  $CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)] \times 100$ , (мол. кол.) = 74 - 78 и значениями индекса изменчивости  $ICV = (Fe_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO + MgO + TiO_2) / Al_2O_3$  (мас. %) = 0.8 – 1.2 [Nesbitt et al., 1982; Cox et al., 1995].

Терригенные породы четласской и быстринской серий обладают дифференцированным спектром распределения РЗЭ ( $(La/Yb)_n = 6 - 9$ ,  $(Gd/Yb)_n = 1.8 - 2.8$ ), выраженной Eu-ой аномалией ( $Eu/Eu^* = 0.52 - 0.57$ ) и обогащены Cs, Rb, Ba, Th, U, что указывает на преобладание в источниках сноса магматических пород кислого состава К-го типа щелочности, кроме того, это же подтверждается и соотношениями Th – La – Sc, характерными для пород, образовавшихся за счет эрозии магматического источника кислого состава. Отношения Th/U возрастает от 1.5 до 3.6, приближаясь к значению характерному для PAAS ( $Th/U = 4.7$ ) [Тейлор и др., 1988], что указывает на верхнекоровую природу источников сноса, а также на участие среди источников сноса рециклированного осадочного материала. Последнее подтверждается и ростом Zr/Sc, которое отражает увеличение роли минералов, устойчивых к длительной транспортировке, в первую очередь – циркона. Близость к составу PAAS и верхнекоровая природа источников сноса подтверждается и характером распределения редкоземельных и редких элементов (рис. 1).

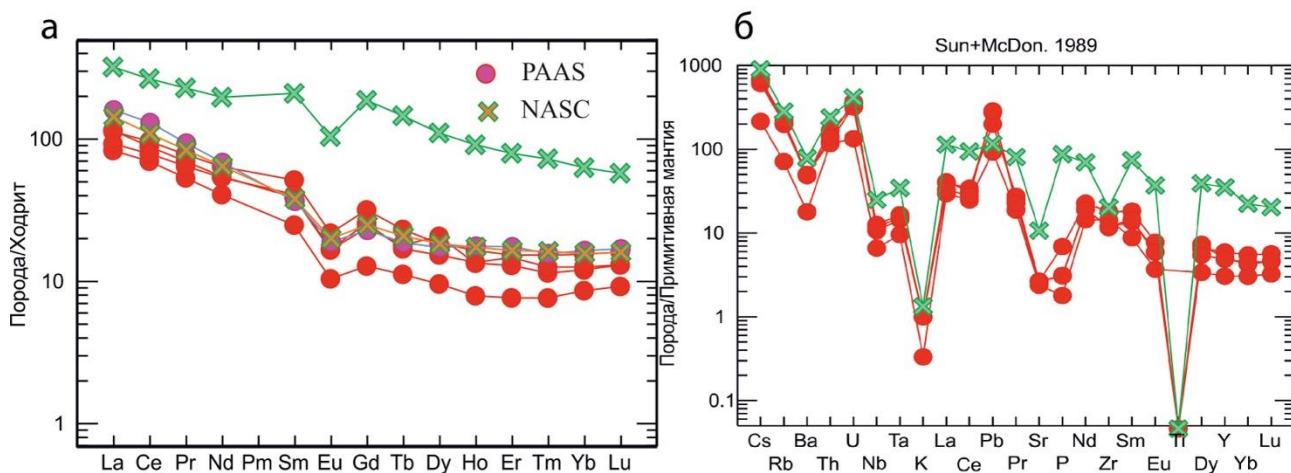


Рис. 1. Распределение РЗЭ в терригенных отложениях визингской свиты четлаской серии, NASC (палеозойские глинистые сланцы Северной Америки) и PAAS (постархейские сланцы Австралии), нормированные на хондрит (а) и примитивную мантию (б).

Особенности строения разрезов, минеральный состав терригенных пород, а также участие в источниках сноса как рециклированного осадочного материала, так и кислых магматических пород предполагают, что накопление осадочных пород происходило в пределах пассивной континентальной окраины, а снос кластического материала производился из породных комплексов Фенноскандинавского щита. В позднем рифее происходило заложение пассивной континентальной окраины северо-востока Протобалики [Андреичев и др., 2014] и раскрытие океанического Печорского бассейна [Пучков, 2005], где в прибрежно-морских шельфовых обстановках пассивной континентальной окраины и накапливалась четлаская серия.

Таким образом, на основании палеонтологического материала, а также других вышеперечисленных данных можно предположить, что возраст четлаской и быстринской серий верхнего докембрия Среднего Тимана лежит в пределах 600 – 540 млн лет, что почти на 700 – 800 млн лет моложе, чем считалось прежде. Стоит отметить, что недавно было открыто еще одно местонахождение вендских макрофоссилий в джежимской свите на Южном Тимане [Колесников и др., 2023], и, хотя изученный материал из визингской и усть-палегской свит Среднего Тимана пока недостаточно богат для детальных палеоэкологических построений и выводов, тем не менее, обнаружение новых находок остатков вендских макрофоссилий на Тиманском кряже провоцирует необходимость пересмотра оценок возраста некоторых региональных стратиграфических подразделений (свит) верхнего докембрия всего северо-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы, а также уточнения существующих стратиграфических схем для Тимано-Уральского региона.

*Исследование проведено при финансовой поддержке гранта РФФ № 24-77-10030.*

#### Список литературы:

1. Андреичев В. Л., Соболева В.А. U-Pb цирконовая стратификация верхнедокембрийских отложений Северного Тимана // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: материалы XVI Геол. съезда Республики Коми 15-17 апреля 2014 г. Том II / Ин-т геологии Коми науч. центр УрО РАН; отв. ред. А.М. Асхабов. - Сыктывкар: Геопринт, 2014. - С. 99-101.
2. Брусницына Е.А., Ершова В.Б., Худoley А.К., Андерсен Т. Результаты исследований U-Pb изотопного возраста обломочных цирконов из средне-верхнерифейских отложений Четласского камня (Тиманской гряды) // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Мат-лы I Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2018. С. 384–388.



3. Колесников А.В., Латышева И.В. и др. Биота эдиакарского типа в верхнем докембрии Тиманского кряжа (возвышенность Джежим-Парма, Республика Коми) // Доклады Российской АН. Науки о Земле. 2023. Т. 510. № 1. С. 61–65.
4. Оловянишников В.Г. Верхний докембрий Тимана и полуострова Канин. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 164 с.
5. Опаренкова Л.И., Иванов Н.Ф. Легенда Тиманской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000 (издание второе) / Ред. В.Г. Колокольцев, 1999. Ухта.
6. Пучков В.Н. Эволюция литосферы: от Печорского океана к Тиманскому орогену, от Палеоуральского океана к Уральскому орогену // Проблемы тектоники Центральной Азии. – М.: ГЕОС, 2005. – С. 309–342.
7. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора и ее состав, и эволюция. М.: Мир, 1988. 379 с.
8. Cox R., Low D.R., Cullers R.L. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. P. 2919-2940.
9. Herron M. M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sed. Petrol. 1988. V. 58. P. 820-829.
10. Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. Vol. 299. P. 715–717.

## **РАЗРЕЗ УСТЬ-СЫЛВИЦКОЙ СВИТЫ СЫЛВИЦКОЙ СЕРИИ ВЕРХНЕГО ВЕНДА СРЕДНЕГО УРАЛА НА ШИРОКОВСКОМ ВОДОХРАНИЛИЩЕ (ПЕРМСКИЙ КРАЙ)**

***В.А. Панькова, В.Н. Паньков, А.В. Колесников, С.С. Джавадов, Е.Н. Высоцкий,  
Н.Б. Кузнецов, А.В. Шаццло, И.В. Латышева, Т.В. Романюк***  
*Геологический институт РАН, Москва*  
*e-mail: pankova@ginras.ru*

В данной работе приведены первые результаты полевого исследования разреза усть-сылвицкой свиты сылвицкой серии верхнего венда, вскрытом по берегам Широковского водохранилища в бассейне среднего течения р. Косьвы (Пермский край), а также по обочине трассы «Северный широтный коридор» №57К-0001 примерно в 300 м от кругового движения в сторону г. Губахи.

Исторически стратотип усть-сылвицкой свиты был выделен на правом берегу р. Чусовой ниже устья р. Сылвицы Б.Д. Аблизиным с соавторами [Аблизин и др., 1982]. По данным исследователей мощность усть-сылвицкой свиты в стратотипической местности достигала 350 м. Позже по данным, полученным Ю.Р. Беккером, было установлено, что в стратотипе представлена нижняя часть усть-сылвицкой свиты, а наиболее полный ее разрез наблюдается в долине р. Усьвы [Беккер, 1988]. В наиболее поздних работах Д.В. Гражданкиным с соавторами было показано, что усть-сылвицкая свита наилучшим образом обнажена в ее стратотипической местности около устья р. Сылвицы на границе Пермского края и Свердловской области [Гражданкин и др., 2010].

В ходе полевых работ в августе-сентябре 2024 г. в районе Широковского водохранилища нами были обнаружены мощные выходы усть-сылвицкой свиты, представленные разнообразными литотипами пород: песчаниками от тонкозернистых до среднезернистых, местами грубозернистых, алевролитами и тонкими прослоями аргиллитов. Песчаники серые, серо-зеленые, буроватые, серо-коричневые без видимой слоистости, ровно-, волно-, косослоистые. Косые серии встречены от мелкомасштабных до крупных мульдообразных и многоэтажных (рис. 1В).



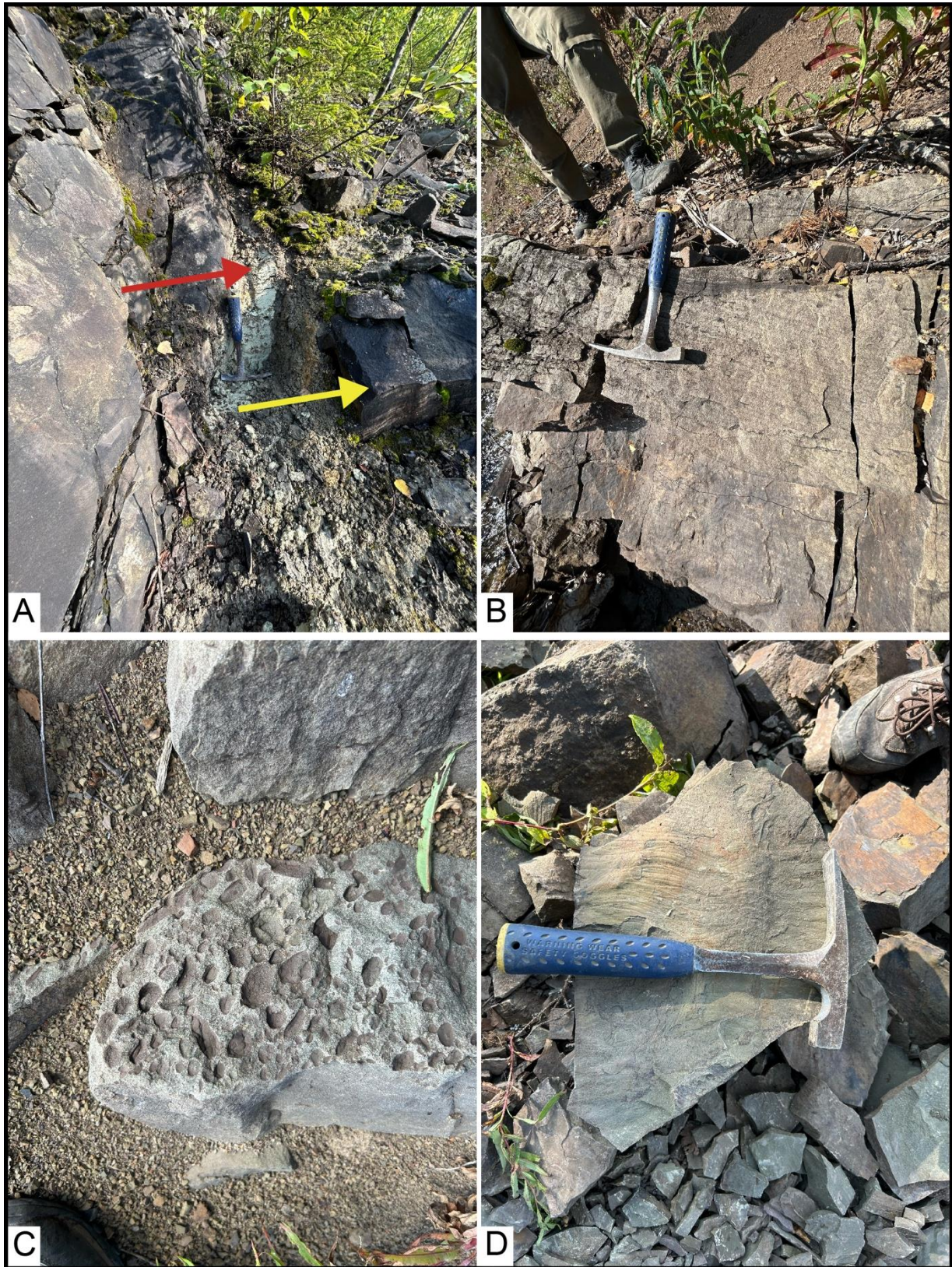


Рис. 1. А – пепловый прослой, обнаруженный Н. Б. Кузнецовым, обозначен красной стрелкой; желтой стрелкой обозначены песчаники с зернами калиевых полевых шпатов; В – косая слоистость; С – вымытая аргиллитовая галька шоколадного цвета; Д – арумбериоморфные текстуры, встреченные в усть-сылвицкой свите.



На кровле песчаников присутствуют знаки крупной волновой ряби, а также многочисленные эрозионные текстуры и флюид-касты. В песчаниках встречается мелкая аргиллитовая галька шоколадного цвета, расположенная преимущественно параллельно слоистости (рис. 1С). Алевролиты серо-зеленые, коричневые, без видимой слоистости, ровно-, волнистослоистые, тонкопереслаивающиеся с аргиллитами шоколадного цвета. Разнозернистые и с разнообразными текстурами песчаники образуют мощные пачки, которые иногда сменяются маломощными переслаивающимися алевролитами и аргиллитами.

Недалеко от г. Чусовой по обочине трассы «Северный широтный коридор» №57К-0001 примерно в 300 м от кругового движения в сторону г. Губахи вскрывается обнажение усть-сылвицкой свиты, сложенное преимущественно песчаниками серо-зелеными мелкозернистыми без видимой слоистости. В этом обнажении Н.Б. Кузнецовым был обнаружен пепловый прослой светло-серого цвета (мощность прослоя 30 см), из которого была получена U-Pb датировка вулканических цирконов, соответствующая возрасту  $563.5 \pm 3.5$  млн лет [Кузнецов и др., 2017] (рис. 1А). Под этим прослоем встречен пласт крупнозернистого песчаника и гравелита мощностью до 1.5 м с зернами калиевых полевых шпатов. Аналогичный пласт был обнаружен в обнажении усть-сылвицкой свиты, вскрытой по берегам Широковского водохранилища. В пачках переслаивающихся аргиллитов и алевролитов в средней и верхней частях усть-сылвицкой свиты были обнаружены многочисленные арумбериеморфные и микробиально-индуцированные осадочные текстуры (рис. 1D).

Таким образом, полученные новые данные о мощности и литологическом составе усть-сылвицкой свиты, позволяют сделать вывод о том, что разрез, вскрытый в районе Широковского водохранилища, является наиболее полным и непрерывным и в будущем может быть принят как опорный разрез для данного местного стратиграфического подразделения.

*Исследования проведены при финансовой поддержке гранта РНФ № 24-77-10030.*

#### **Список литературы:**

1. Аблизин Б. Д., Ключина М. Д., Курбацкая Ф. А., Курбацкий А. М. Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 1982. 140 с.
2. Беккер Ю. Р. Молассы докембрия. Л.: Недра, 1988. 288 с.
3. Кузнецов Н. Б., Белоусова Е. А. и др. Результаты геохронологического и изотопно-геохимического изучения циркона из туфов сылвицкой серии (западный склон Среднего Урала): к происхождению пепловых прослоев в вендских толщах Восточно-Европейской платформы // Доклады Академии наук. 2017. № 473(3). С. 341–345.

## **ЭВОЛЮЦИЯ КОМПЛЕКСОВ ФОРАМИНИФЕР БАРЕНЦЕВА МОРЯ НА РУБЕЖЕ ЮРСКОГО И МЕЛОВОГО ПЕРИОДОВ**

*А.А. Похазникова<sup>1,2</sup>, Е.А. Баканова<sup>2,4</sup>, В.А. Маринов<sup>2,3</sup>, Я.С. Трубин<sup>1,2</sup>*

<sup>1</sup>*Альметьевский государственный технологический университет «Высшая школа нефти»,  
Альметьевск*

<sup>2</sup>*Тюменский научный центр СО РАН, Тюмень*

<sup>3</sup>*Тюменский нефтяной научный центр, Тюмень*

<sup>4</sup>*Тюменский государственный университет, Тюмень  
e-mail: sandra190009@gmail.com*

Юрские и меловые отложения широко распространены в арктических акваториях, включая шельф Баренцева моря [Гавшин, Захаров, 1991]. Пограничные отложения юры и мела этого региона привлекают внимание исследователей в связи с доказанной нефтегазоносностью данного стратиграфического интервала. Кроме того, конец юрского периода ознаменовался глобальными палеогеографическими перестройками [Вишневецкая,

2006]. Трансгрессивная направленность развития Баренцево-Карского нефтегазоносного бассейна в юрское время периодически прерывалась кратковременными регрессиями [Суслова, 2014]. Комплексы бентосной фауны являются показателем условий формирования отложений гораздо более точным, чем вмещающая их порода [Логвиненко, 1967]. В настоящей работе мы представляем результаты анализа комплексов фораминифер из высокоуглеродистых отложений верхней юры и нижнего мела Баренцева моря. Целью настоящего исследования является установить характерные микрофаунистические комплексы, главным образом отражающие эволюцию бентосных сообществ на рубеже юрского и мелового периодов и описать их с применением методов многомерной статистики.

Материалом для исследования послужили результаты микрофаунистического анализа 9 образцов горных пород, которые получены из интервалов волжского яруса верхнего отдела юрской системы и рязанского яруса нижнего отдела меловой системы юго-западной части Баренцева моря. Всего проанализировано 1450 раковин. Для анализа количественных данных применялись методы многомерной статистики, как кластеризация (Q- и R-моды), а также рассчитывались индексы видового разнообразия и богатства. Расчет индексов выполнялся с использованием программного обеспечения Past.

В результате кластерного анализа данных выделено четыре комплекса фораминифер. Для каждого комплекса рассчитаны индексы видового разнообразия и богатства. По индексам биоразнообразия были получены графики, представляющие функциональную зависимость значения для каждого индекса от глубины интервала взятия образцов.

Комплекс фораминифер волжского яруса выделяется по доминированию видов *Trochammina septentrionalis* и *Evolutinella emeljanzevi*. Для комплекса установлен индекс логарифмической зависимости Фишера-альфа в диапазоне от 2,0 до 2,1. Рассчитан индекс Симпсона, измеряющий равномерность распределения особей в сообществе, и составляет от 0,4 до 0,6. Индекс Шеннона находится в диапазоне от 1,0 до 1,3. Данный комплекс представлен исключительно агглютинирующими фораминиферами и близок по таксономическому составу и структуре с одноименным комплексом в Западной Сибири.

Комплекс *Evolutinella schleiferi* и *Evolutinella emeljanzevi* из интервалов волжского и рязанского ярусов содержит преимущественно агглютинирующие виды фораминифер. Индекс Фишера определен в широком диапазоне от 2,2 до 3,4. Индекс Симпсона рассчитан и измеряется от 0,5 до 0,8 в срединной части разреза. Индекс видового богатства равен от 1,0 до 1,8.

Комплекс на границе юрских и меловых отложений содержит фораминиферы с доминированием *Evolutinella emeljanzevi* и *Evolutinella mutabila*. Показатели индекса Фишера-альфа варьируют от 1,6 до 3,9, Симпсона – 0,4 и индекс видового богатства соответствует диапазону от 0,6 до 1,7. События на границе юрского и мелового периодов заслуживают отдельного рассмотрения. Характерной особенностью данного комплекса является резкая смена бентосной фауны и снижение количества образцов фораминифер на границе волжского и рязанского ярусов, что, согласно литературным данным, соответствует трансгрессивному эпизоду развития бассейна [Басов и др., 1997; Митта, Вишневская, 2006; Суслова, 2014].

Четвертый выделенный комплекс из меловых отложений рязанского яруса определяется по доминированию агглютинированных бентосных фораминифер *Thurammina* sp. и *Gaudryinopsis gerkei*. Комплекс обеднен бентосной фауной и ранее был установлен только в Западной Сибири, преимущественно, в её западных районах. Показатели индекса Фишера-альфа равны 3,9, Симпсона – 0,7 и индекс видового богатства составляет 1,3. Верхняя часть рязанского яруса также характеризуется сменой бентосных сообществ, вероятно, отражая вымирания некоторой части комплекса юрских фораминифер.

По микропалеонтологическим данным выделены комплексы в пограничных отложениях и уточнено положение границы юрской и меловой систем. По данным математического моделирования и рассчитанным индексам видового богатства переход от юры к мелу соответствует трансгрессивному эпизоду развития бассейна, что подтверждается

на настоящих данных снижением показателей таксономического разнообразия комплексов и их сменой с глубоководного на мелководный. Таким образом, на границе волжского и рязанского ярусов сменяются доминирующие формы в микрофаунистических ассоциациях с представителей рода *Evolutinella* в юрской части разреза и на представителей родов *Thurammia* и *Gaudryinopsis* в меловой. Перерыв и резкая смена характера осадконакопления близ границы юры и мела связаны, вероятно, с позднекимерийской фазой тектонических движений, проявившейся во второй половине рязанского времени и, по мнению многих исследователей, отмечаемой региональным перерывом на шельфах Северо-Западной Европы [Басов, Ронкина, 1990; Lling, Hobson, 1982].

#### Список литературы:

1. Lling L.V., Hobson G.D. Petroleum geology of the continental shelf of North-West Europe // The Journal of Geology. London, 1982. Vol. 90. P. 745-746.
2. Брадучан Ю.В., Гольберт А.А., Гурари Ф.Г., Захаров В.А., Булынникова С.П., Климова И.Г., Месежников М.С., Вячкилева Н.П., Козлова Г.Э., Лебедев А.И., Нальняева Т.И., Турбина А.С. Баженовский горизонт Западной Сибири // Ред. В.С. Вышемирский. Новосибирск, Наука, 1986. 216 с.
3. Гавшин В.М., Захаров В.А. Баженовиты на норвежском континентальном шельфе // Геология и геофизика, 1991. No1. С. 62-70.
4. Рогов М.А. Средняя юра – нижний мел (байос-готерив) шельфа Баренцева моря, Шпицбергена и Новой Земли. Новые идеи в геологии нефти и газа - 2023: сборник научных трудов (по материалам Международной научно-практической конференции) // Москва: Издательство "Перо", 2023. С.298-301.
5. Вишневская В.С. Радиолариевые события так называемых малых массовых вымираний // Палеострат-2006. Годичное собрание секции палеонтолог. МОИП и Моск. отделен. Палеонтолог. об-ва. Программа и тезисы докладов (ред. А.С. Алексеев). Москва: ПИН РАН, 2006. С. 7–9.
6. Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород. М.: Высшая школа. 1967. 270 с.
7. Митта В.В., Вишневская В.С. Динамика развития аммонитов и радиоларий и аноксидные обстановки в конце юры на Русской платформе. Современные проблемы изучения головоногих моллюсков. Морфология, систематика, эволюция и биостратиграфия // Москва, 08–10 ноября, 2006. С. 68-72.
8. Сулова А.А. Сейсмостратиграфический анализ и перспектива нефтегазоносности юрских отложений Баренцевоморского шельфа // Нефтегазовая геология. Теория и практика, 2014. С. 1–19.
9. Басов В.А., Ронкина З.З. Граница юры и мела на шельфах Северной Европы: стратиграфический и палеогеографический аспекты // Стратиграфия и палеонтология мезо-кайнозоя Советской Арктики, 1990. С. 6-13.

## ОСТРАКОДЫ ИЗ АССЕЛЬСКИХ (НИЖНЕПЕРМСКИХ) ОТЛОЖЕНИЙ ГОРЫ КУШТАУ

**Р.Е. Семенов**

*Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа  
e-mail: semikromik97@yandex.ru*

В 2017 году на территории раннепермского карбонатного массива горы Куштау, в Ишимбайском районе республики Башкортостан (РБ) ОАО «Башкиргеология» было пробурено несколько скважин по заказу АО «Сырьевая компания». В 2022 году автор совместно с сотрудниками ИГ УФИЦ РАН под руководством В.М. Горожанина принял участие в отборе керн из нижнепермских отложений этих скважин с целью изучения геологического строения горы, а также содержащихся в ней палеонтологических остатков, в том числе остракод, ранее не изученных из Куштау. В образцах керн одной из скважин (С-34), в северо-восточной части горы (рис. 1) установлен разнообразный комплекс остракод. Скважина вскрыла тубифитесовые известняки (устное сообщение Е.Н. Горожаниной).

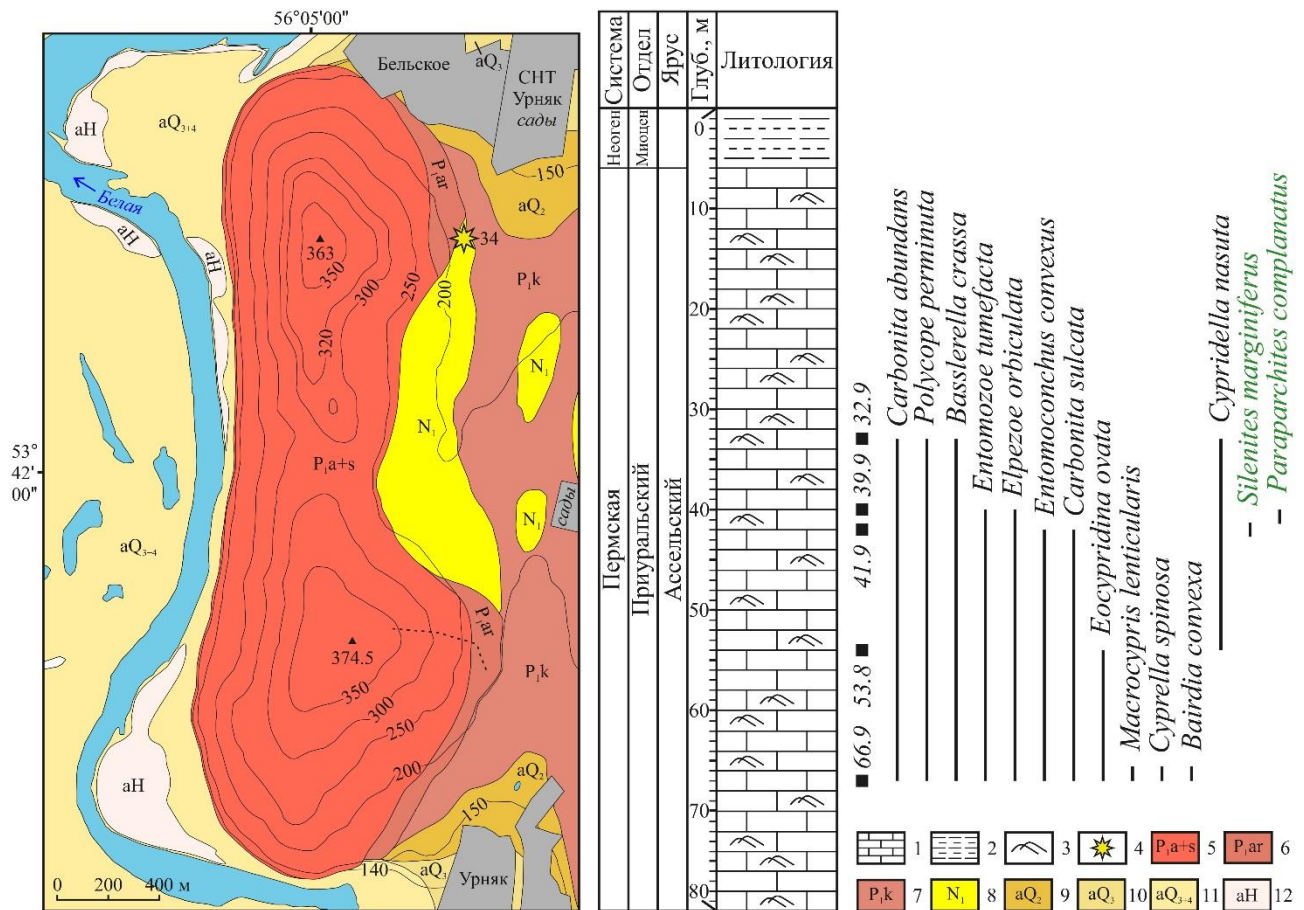


Рис. 1. Геологическая карта г. Куштау и стратиграфическая колонка скв. 34 с распространением остракод.

Условные обозначения: 1 – известняки; 2 – глины; 3 – водоросли-тубифиты; 4 – местоположение скв. 34; 5 – ассельский и сакмарский ярусы нерасчлененные; 6 – артинский ярус; 7 – кунгурский ярус; 8 – неоген (миоцен); 9, 10, 11 – аллювиальные отложения (плейстоцен); 12 – аллювиальные отложения (голоцен). Карта по [Смирнов, 2022].

В пяти образцах было определено 14 видов остракод, из которых 12 были описаны ранее из одновозрастных отложений г. Торатау [Кочеткова, Гусева, 1972; Гусева, 1986], а два вида были найдены впервые (на рис. 1 они выделены зеленым цветом). В образце с глубины 66.9 м установлен наиболее разнообразный комплекс остракод, представленный 11 видами (рис. 2).



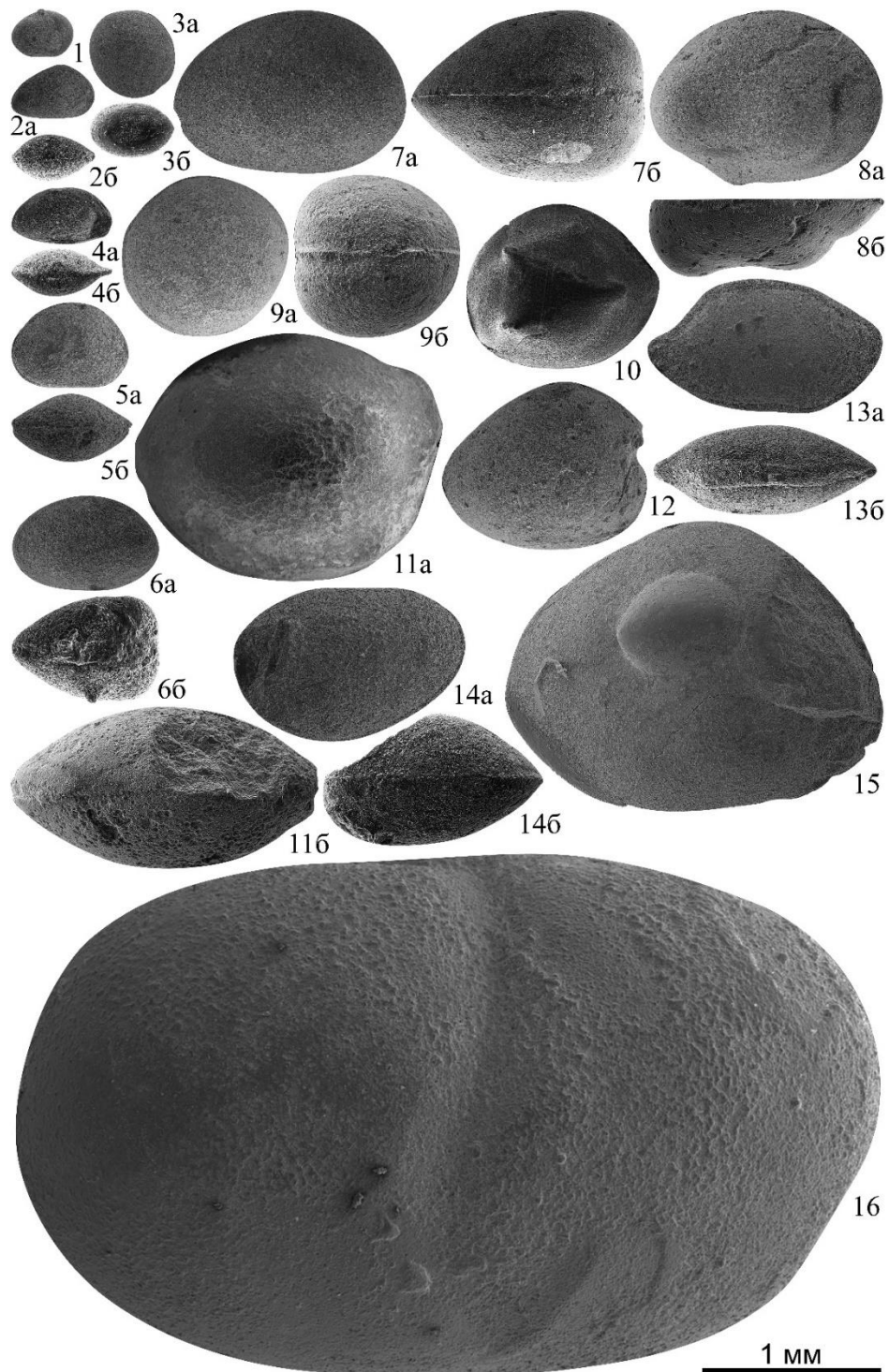


Рис. 2. Остракоды из нижнепермских отложений скв. 34.

1, 5 – *Silenites marginiferus* (Geis, 1932): 1 – личинка (экз. 54Б-29): левая створка, 5 – взрослый (экз. 54Б-28): правая створка (5а) и вид сверху (5б); 2 – *Basslerella crassa* Kellett, 1935 (экз. 54Б-7): правая створка (2а) и вид сверху (2б); 3 – *Polycupe perminuta* (Kellett, 1933) (экз. 54Б-25): левая створка (3а) и вид сверху (3б); 4 – *Macrocypriis lenticularis* Cooper, 1946 (экз. 54Б-11): правая створка (4а) и вид сверху (4б); 6, 7 – *Carbonita? abundans* Kotschetkova, 1972: 6 – личинка (экз. 54Б-27): левая створка (6а) и вид сверху (6б), 7 – взрослый (экз. 54Б-24): левая створка (7а) и вид сверху (7б); 8 – *Carbonita? sulcata* Gusseva, 1986 (экз. 54Б-12): правая створка (8а) и вид сверху (8б); 9 – *Elpezoë orbiculata* Kotschetkova, 1972 (экз. 54Б-1): правая створка (9а) и вид сверху (9б); 10 – *Cyprella? spinosa* Gusseva, 1986 (экз. 54Б-15): левая створка; 11 – *Eocypridina ovata* Gusseva, 1986 (экз. 54Б-5): правая створка (11а) и вид сверху (11б); 12 –

*Entomoconchus convexus* Gusseva, 1986 (экз. 54Б-20): правая створка; 13 – *Bairdia convexa* Kotschetkova, 1972 (экз. 54Б-8): правая створка (13а) и вид сверху (13б); 14 – *Paraparchites complanatus* Gusseva, 1986 (экз. 54Б-14): правая створка (14а) и вид сверху (14б); 15 – *Cypridella nasuta* Glebowskaja, 1939 (экз. 54Б-3): правая створка; 16 – *Entomozoe tumefacta* Gusseva, 1986 (экз. 54Б-30): левая створка. Фото: С.С. Ковалев (ИГ УФИЦ РАН).

Самыми многочисленными и широко распространенными видами остракод являются *Carbonita? abundans* Kotschetkova, 1972 и *Polycope perminuta* (Kellett, 1933), десятки раковин которых встречены во всех изученных образцах (но преобладают личинки).

Остракоды г. Куштау характеризуются богатым родовым составом при относительно небольшом числе видов, что характерно для рифовых ассоциаций. Остракоды относятся к ассельскому комплексу, характеризующемуся наибольшим для раннепермских комплексов разнообразием родового состава, преемственностью от позднекаменноугольных комплексов и присутствием стенофациальных морских родов [Гусева, Кочеткова, 1974].

Видовые особенности. У вида *Carbonita abundans* Kotschetkova, 1972, отличающегося высокой изменчивостью, была обнаружена необычная «рогатая» форма личинок (рис. 2, фиг. б), тогда как у большинства раковин шипы отсутствуют. Форма створки *Cyprella? spinosa* Gusseva, 1986 значительно отличается от голотипа [Гусева, 1986], кроме того, все находки имеют по четыре, а не три шипа, но они принадлежали, вероятно, текноморфам (самцам). На всех створках *Entomoconchus convexus* Gusseva, 1986 отсутствует бугор в верхней половине створок, но это может быть связано с его формированием при дальнейшем росте раковины из-за неэластичности мускульного тяжа, удерживавшего центральную часть створок. Размер вида *Entomozoe tumefacta* Gusseva, 1986 значительно больше (4,84 мм), чем у голотипа (1,875 мм), что делает его самым крупным видом остракод в отложениях Башкирских шиханов. Впервые встреченный вид *Silenites marginiferus* (Geis, 1932) известен из миссисипских отложений США [Geis, 1932] и нижнепермских отложений Китая [Chen, 1986]. Это первый представитель рода *Silenites* на шиханах. Вид *Paraparchites complanatus* Gusseva, 1986 ранее был обнаружен в сакмарских (тастубских) отложениях скалы Сабакай в РБ [Гусева, 1986; Семенов, 2024].

Выводы. Несмотря на небольшой объем изученного материала, в отложениях г. Куштау определено 14 видов остракод – почти половина видов, известных из ассельских (шиханских) отложений г. Торатау. Комплекс остракод позволил установить ассельский возраст отложений скв. С-34 и сопоставить его с комплексом остракод рифогенного массива г. Торатау.

#### Список литературы:

1. Гусева Е.А., Кочеткова Н.М. Этапы развития раннепермских остракод в Приуралье / Нижнепермские отложения. Тезисы докладов совещания по нижнепермским отложениям 25-30 августа 1974 г., г. Пермь. Изд-во геол. факультета ПГУ, 1974. С. 23-26.
2. Гусева Е.А. Остракоды морские / В кн.: Атлас характерных комплексов пермской фауны и флоры Урала и Русской платформы. Л.: Недра, 1986. (М-во геологии СССР, Всесоюз. науч.-исслед. ин-т. Тр., нов. серия, том 331). С. 15-26.
3. Кочеткова Н.М., Гусева Е.А. Раннепермские остракоды Южного и Среднего Приуралья. М.: Наука, 1972. 180 с.
4. Семенов Р.Е. Первая находка остракод *Paraparchites complanatus* Gusseva, 1986 в нижнепермских отложениях шихана Куштау / В сб.: Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Материалы / 15-я Межрегиональная научно-практическая конференция, Уфа, 14-17 мая 2024 г. Москва: Издательство «Перо», 2024. С. 203-204.
5. Chen D.Q., Bao H. Lower Permian ostracodes from the Chihhsia Formation of Jurong and Longtan, Jiangsu Province // *Acta Micropalaeontologica Sinica*, 1986. V. 3. P. 107-132.
6. Geis H.L. Some ostracodes from the Salem Limestone, Mississippian, of Indiana // *Journal of Paleontology*, 1932. V. 6. P. 149-188.

## **НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ КОЛЧИМСКОГО ПОДНЯТИЯ**

***Е.М. Томила***

*Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь  
tomilinaelena.psu@yandex.com*

Колчимское поднятие расположено на стыке структур Тимана и Урала, где расположен крупнейший в Пермском крае алмазоносный район, Вишерский. С точки зрения исследования, данный район, в котором сконцентрированы основные промышленные запасы россыпных алмазов Урала, всегда будет привлекать внимание исследователей к себе. Не смотря на то, что проводились различные исследования в разные временные промежутки, некоторые вопросы по данному району остаются не до конца изученными. Возраст верхних горизонтов древних толщ Урала является одной из самых обсуждаемых тем уже почти сто лет. В данных тезисах мы рассмотрим более детально отложения свит в пределах Колчимского поднятия.

### *Материалы и метод исследования*

Каменный материал был отобран автором и студентами 2 курса кафедры минералогии и петрографии в июне 2023 г. На правом берегу реки Большой Колчим хорошо проявляются обнажения устьчурочинской свиты, где были отобраны образцы горных пород для исследований (рис. 1а). Чурочинская свита обнажается в долине реки Чурочная (рис. 1г). Обнажения пород ильвовожской свиты были отобраны на правом берегу реки Рассольная (рис. 1ж). Образцы горных пород кочешорской свиты были отобраны на месторождениях Северная и Южная Рассольная (рис. 1к). Исследования выполнены автором с использованием аппаратуры Центра коллективного пользования и Сектора наноминералогии ПГНИУ. Петрографическое изучение шлифов проведено на оптическом микроскопе Olympus BX51 (Япония). Рентгенофазовый анализ образцов выполнялся с применением рентгеновского порошкового дифрактометра D2 Phaser (фирма «Bruker», ФРГ).

### *Результаты и обсуждения*

Породы устьчурочинской свиты представлены полевошпатово-кварцевыми песчаниками (рис. 1Б), гравелистыми песчаниками и глинистыми алевролитами (рис. 1В). Обломочная часть песчаников состоит из кварца, полевого шпата, слюды и хлорита, а так же из обломков пород различного генезиса: глинистые породы, кварциты, микросланцы, единичные обломки кремневых пород. Акцессорные минералы – циркон, лейкоксен, сфен и амфибол. Цемент глинистый порово-пленочный гидрослюдистый. В обломочной части алевролитов преобладают зерна кварца, полевого шпата. Цемент базально-поровый глинистый, преимущественно гидрослюдистого состава. Для пород характерна сланцеватость.

Породы чурочинской свиты представлены тиллитовидными конгломератами (рис. 1Д). В среднем обломочный материал представлен обломками кварца, полевых шпатов, слюдой, обломками пород различного генезиса, из которых преобладают обломки алевролитов, песчаников, глинистых пород, обломки кварцитов, гранитоидов (рис. 1Е), реже встречаются обломки кремневых, карбонатных пород, эффузивов. Цементирующая часть преобладает над обломочной частью и представлена преимущественно гидрослюдой с примесью хлорита. В прослоях между тиллитовидными конгломератами присутствуют чаще всего алевролиты, песчаные алевролиты. В кровле чурочинской свиты залегают карбонатные породы, которые представлены микрозернистыми плотными доломитами.

Ильвовожская свита представлена полевошпатово-кварцевыми песчаниками (рис. 1З) с переслаиванием глинистых алевролитов (рис. 1И). Обломочная часть песчаников состоит из кварца, полевого шпата, слюды, а также из обломков пород различного генезиса: глинистые породы, кремневые породы, кварциты, реже встречаются обломки гранитоидов. Акцессорные минералы – циркон, лейкоксен, сфен. Цемент глинистый поровый гидрослюдистого состава. В обломочной части алевролитов преобладают зерна кварца, полевого шпата, цемент порово-пленочный глинистый гидрослюдистого состава. Для пород характерна сланцеватость.



Породы кочешорской свиты в процессе изучения, но те породы, которые уже исследованы, представлены песчаниками, алевролитами (рис. 1л, м). Песчаники отличаются друг от друга по текстурно-структурным особенностям, по составу обломочной части и по цементу. Одни горные породы представлены разномерными песчаниками, в составе которых обломки зерен кварца, обломки кварцитов и единичные обломки гранитоидов с поровым глинистым цементом и с цементацией вдавливания, характеризующей конформной микроструктурой. Другие горные породы представлены тиллитовидными гравелистыми песчаниками, в обломочной части которых содержатся обломки зерен кварца, обломки кварцитов, алевролитов, доломитов, глинистых пород. Цементирующая часть преобладает над обломочным материалом, представлена гидрослюдой. Также встречаются кварцито-песчаники, которые сложены зернами кварца со следами регенерации, иногда зёрна по периферии растворены, но чаще всего границы зерен кварца имеют относительно мозаичное строение, что свидетельствует о начале метаморфизма. Алевролиты глинистые, иногда встречаются песчаные, со слоистой текстурой. В минеральном составе преобладают зерна кварца, полевого шпата. Цемент пленочно-поровый глинистый, представлен гидрослюдой.

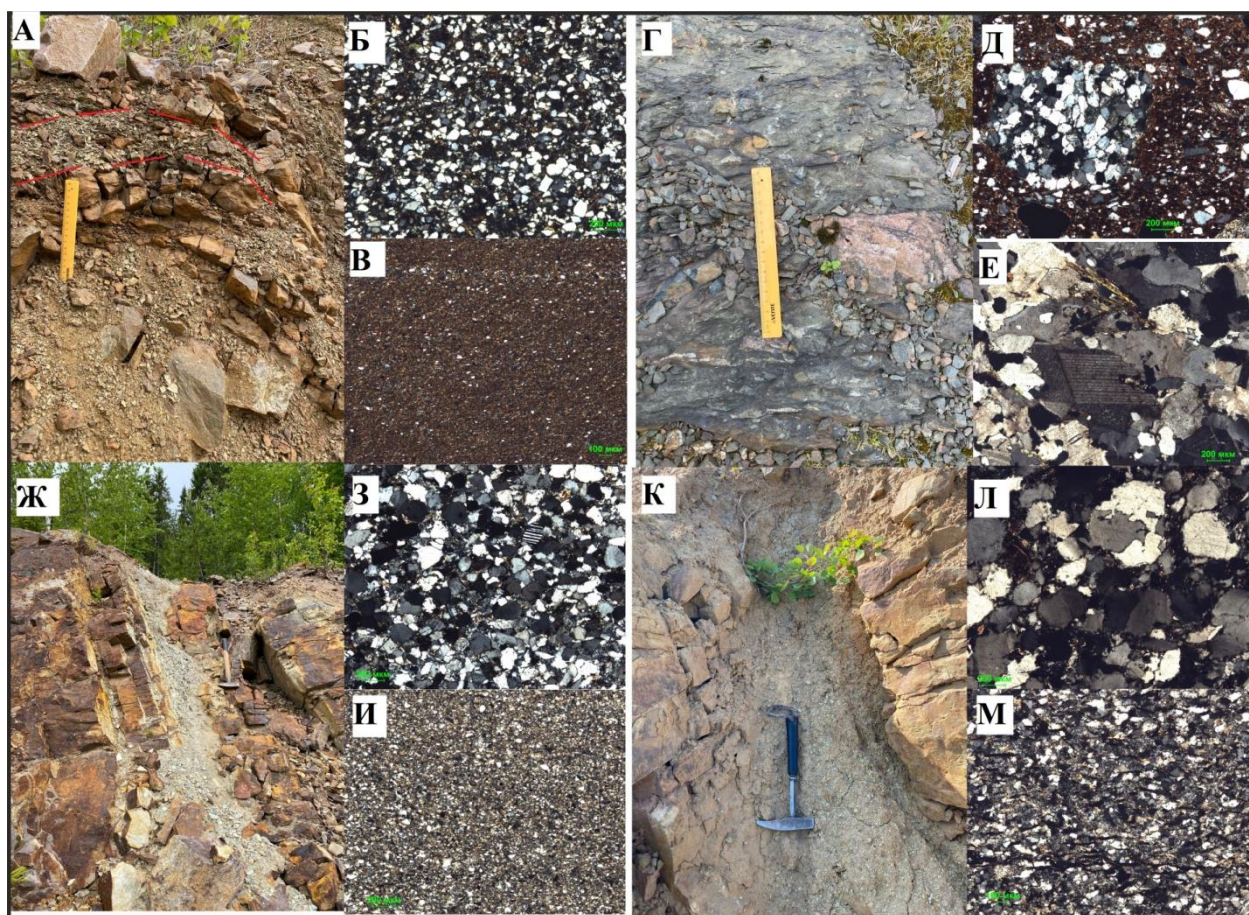


Рис. 1. А – выход горных пород устьчурочинской свиты на правом берегу реки Большой Колчим; Г – выход горных пород чурочинской свиты на правом берегу реки Чурочная; Ж – выход горных пород ильявожской свиты на правом берегу реки Рассольная; К – выход пород кочешорской свиты на месторождение Южная Рассольная; Б, В, Д, Е, З, И, Л, М – микрофотографии шлифов горных пород с анализатором

Рентгенофазовый анализ проводился для сланцеватых пород устьчурочинской и ильявожской свит для уточнения названия. Исследователи и ученые на территории Колмчимского поднятия много описывали аргиллитов, которые чередуются между слоями

песчаников, имеют пелитовую структуру и сланцеватую текстура, данные породы хрупкие и хорошо раскалываются по сланцеватости. Но по данным рентгенофазового анализа (табл.1), который был проведен впервые для данных пород и, в валовом минеральном составе образцов преобладают кварц и полевые шпаты, что говорит о том, что данные породы не являются глинистыми, так как по определению в них недостаточно содержания глинистых минералов.

Таблица 1  
Валовый минеральный состав образцов

Минералы	Содержание, %					
	Устьчурочинская свита			Ильвовожская свита		
	Обр. 1	Обр.2	Обр. 3	Обр. 4	Обр. 5	Обр. 6
Кварц	40,6	36,3	41,6	39,8	54,3	51,0
Полевые шпаты	28,1	28,1	27,9	18,1	24,3	28,2
Гидрослюда	31,3	36,6	30,5	32,2	13,0	12,4
Хлорит	-	-	-	8,7	7,8	8,0
Кальцит	-	-	-	1,2	0,6	0,4

### Заключение

По результатам исследований образцов горных пород был уточнен и дополнен состав нижней и верхней подсвиты устьчурочинской свиты, второй пачки чурочинской свиты, ильвовожской свиты в пределах Колчимского поднятия. Аргиллиты на основании литологических изучений оказались глинистыми алевролитами. Подробное изучение обломков пород разного генезиса дает [Томила, 2023] представление об источниках питания. Исследования пород на микроскопическом уровне уже подтверждает, что отложения устьчурочинской свиты состоят из продуктов размыва подстилающих отложений свит верхнего рифея, а также из вулканогенных пород, гранитоидов и гнейсов, источником которых являются поднятия Тимана с выходами пород кристаллического фундамента Русской плиты. Петрографическое изучение обломков гранитоидов в тиллитовидных конгломератах чурочинской свиты говорит о размыве пород кристаллического фундамента Русской плиты в ранневендскую эпоху, также детальное изучение минерального состава и структурно-текстурных особенностей подтверждает ледниковое образование тиллитовидных конгломератов [Чумаков, 1985]. Нижние толщи ильвовожской и кочешорской свит соответствуют флишоидной формации предгорного краевого прогиба, а верхние толщи – молассовой [Пактовский, 2022].

### Список литературы:

1. Беккер Ю.Р. Венд Урала // Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т.2. Стратиграфия и геологические процессы. Ответственные редакторы Соколов Б.С., Федонкин М.А. Наука, Москва, 1985. С. 76–83.
2. Пактовский Ю.Г. Ранний палеозой как стадия россыпной алмазности в Южном Притиманье (Пермский край): диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. – Пермь, 2022. 187 с.
3. Томила Е.М. Вещественный состав горных пород чурочинской свиты в Вишерском алмазном районе Пермского края // Вестник Пермского университета. Геология. 2023. Т. 22, № 4. С. 297–310.
4. Чумаков Н.М. Лапландский ледниковый горизонт и его аналоги/ Н.М. Чумаков. –// Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. В 2 т. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы. М.: Наука, 1985. С. 166–198.

## **НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИИ ФЕРГАНСКОГО МОРСКОГО БАССЕЙНА В ЭОЦЕНЕ**

**Я.С. Трубин<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup> Тюменский научный центр СО РАН, Тюмень

<sup>2</sup> Высшая школа нефти, Альметьевск

e-mail: [trubinjs@gmail.com](mailto:trubinjs@gmail.com)

Ферганский морской бассейн в литературе рассматривается как особая биогеографическая область, населенная в эоцене уникальной устричной фауной [Вялов, 1948; Геккер и др., 1962; Vosboom et al., 2015] и эндемичными таксонами фораминифер [Быкова, 1939, Бугрова и др., 2005], и считается полуизолированным заливом [Геккер и др., 1962]. Однако новые геологические данные подтверждают более сложную конфигурацию палеоакватории, что вызывает дискуссию в научном сообществе [Vosboom et al., 2015; Straume et al., 2024]. Настоящая работа призвана расширить представления о палеогеографической связи Ферганского морского бассейна с сопредельными акваториями и его конфигурации на основании микропалеонтологических данных по фораминиферам и остракодам.

Материалами для исследования послужили результаты наблюдений и сборов за летние полевые сезоны с 2021 по 2023 в пределах урочища Мадыген (Баткенская область, Кыргызстан), где известны одни из наиболее представительных естественных выходов горных пород морского генезиса палеогенового возраста в Ферганской долине. Всего отобрано 52 образца из глинистых отложений туркестанской свиты (лютетский ярус) и риштанской свиты (бартонский ярус) среднего эоцена. Раковины фораминифер и створки остракод извлечены по стандартной методике.

Транзитная роль Ферганского бассейна подтверждается на основании сходства фаунистических комплексов из европейских седиментационных бассейнов, Западной Сибири [Субботина, 1964; Trubin et al., 2024] и Центральной Азии, а именно Таримского бассейна западного Китая [Vosboom et al., 2015] и Таджикского бассейна [Khozyem et al., 2024]. Не исключено, что связь с Таримским и Таджикским бассейнами, с которыми наблюдается наибольшее сходство по числу идентичных видов, морская коммуникация осуществлялась через Алайский пролив, что также показано на некоторых предыдущих палеорекострукциях [Vosboom et al., 2015; Straume et al., 2024]. Дальнейшие изоляция и исчезновение Ферганского моря стало следствием поднятия гор Памира и Тянь-Шаня, некомпенсированного осадконакопления [Vosboom et al., 2015] и глобального эвстатического падения уровня моря [Nag, Ogg, 2024]. Настоящие данные подтверждают палеобиогеографическую связь Ферганского бассейна как с удаленными акваториями на западе и севере, так и с сопредельными и подтверждает более сложную конфигурацию рассматриваемого бассейна, чем полуизолированный залив, как считалось ранее.

### **Список литературы:**

1. Бугрова Э.М., Гладкова В.И., Дмитриева Т.В., Невзорова Л.С., Пинчук Т.В., Подобина В.М., Тверская Л.А., Тур Н.А., Фрегатова Н.А. Практическое руководство по микрофауне. Том 8. Фораминиферы кайнозоя. Санкт-Петербург: Издательство ВСЕГЕИ, 2005. 323 с.
2. Быкова Н.К. Фораминиферы верхнемеловых и палеогеновых отложений Ферганской долины. Ленинград, Москва: ГОНТИ НКТП СССР, 1939. 48 с.
3. Вялов О.С. Палеогеновые устрицы Таджикской депрессии. Ленинград, Москва: Гостоптехиздат, 1948. 94 с.
4. Геккер Р.Ф., Осипова А.И., Бельская Т.Н. Ферганский залив палеогенового моря Средней Азии, книга 1. Москва: Издательство АН СССР, 1962. 332 с.
5. Субботина Н.Н., Алексейчик-Мицкевич Л.С., Барановская О.Ф., Булатова З.И., Булынникова С.П., Дубровская Н.Ф., Кисельман Э.Н., Козлова Э.Г., Кузина В.И., Киселева О.Т., Кривоборский В.В.,



Ушакова М.В., Фрейман Е.В. Фораминиферы меловых и палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности. Ленинград: НЕДРА, 1964. 456 с.

6. Bosboom R., Dupont-Nivet G., Proust J., Ormukov C., Aminov J. Late Eocene palaeogeography of the proto-Paratethys Sea in Central Asia (NW China, southern Kyrgyzstan and SW Tajikistan) // *Geol Soc Lond Spec Publ*, 2015. № 427. P. 565–588.

7. Hag B.U., Ogg, J.G. Retraversing the Highs and Lows of Cenozoic Sea Levels // *GSA Today*, 2024. V. 34. P. 4–11.

8. Khozyem H., Adatte T., Brunet M.-F., Chiaradia M., Keller G., Thibault N., Sidorova I., Nurtaev B., Karabeyoglu U., Spangenberg J., Castellort S. Multidisciplinary study on the stratigraphy of the upper Cretaceous-Paleogene successions in the western Tajik Basin // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2024. V. 267. 106137.

9. Straume E.O., Steinberger B., Becker T.W., Faccenna C. Impact of mantle convection and dynamic topography on the Cenozoic paleogeography of Central Eurasia and the West Siberian Seaway // *Earth and Planetary Science Letters*, 2024. V. 630. 118615.

10. Trubin Y.S., Marinov V.A., Smirnov P.V., Novoselov A.A., Langer M.R. Upper Eocene benthic foraminiferal assemblages from the Western Siberia (Trans-Ural Region): a multi-proxy approach to infer environmental changes // *Micropaleontology*, 2024. V. 70. № 3. P. 287–299.

### **3. МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ**

#### **МОРФОЛОГИЯ ЗОЛОТА ТАНАЛЫКСКОЙ РОССЫПИ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)**

**В.Э. Баширов<sup>1,2</sup>, П.В. Казаков<sup>1</sup>, А.В. Сначёв<sup>1</sup>, Р.А. Гатауллин<sup>1</sup>, М.А. Рассомахин<sup>3</sup>**

*1 — Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, г. Уфа*

*2 — Уфимский Университет Науки и Технологий, г. Уфа*

*3 — Институт минералогии Южно-Уральского ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс*

*e-mail: [vladilen.bashirov2003@yandex.ru](mailto:vladilen.bashirov2003@yandex.ru)*

В административном отношении Таналыкская россыпь расположена в Баймакском районе Республики Башкортостан. Россыпь расположена на восточном склоне Южного Урала и приурочена к долине, разделяющей хребет Ирэндик и гряду невысоких холмов Сак-Тау. Таналыкская россыпь входит в Баймакский рудно-россыпной узел. Россыпь – аллювиальная долинная четвертичного возраста, с серией мелких ложковых россыпей, размещенных в бортах долины. Расположена на участке долины р. Таналык от оз. Графское (на севере) до устья руч. Ольховский в пределах Западно-Ирэндикской геоструктурной зоны западного крыла Магнитогорского мегасинклиория.

Здесь развиты вулканогенные, вулканогенно-осадочные осадочные, интрузивные и метаморфические породы палеозоя, перекрытые чехлом рыхлых отложений мезозойского и кайнозойского возраста. Образования среднедевонского интрузивного комплекса представлены риолит-дацитовыми порфирами, дацитами и андезитовыми порфиритами. Мезозойские образования представлены корами выветривания палеозойских пород и имеют широкое распространение. Отложения кайнозойского возраста также широко распространены и представлены различными по составу континентальными отложениями от неогенового до голоценового возраста. Золото распределено неравномерно в толще рыхлых отложений, тяготея к приплотиковой части разреза.

Плотик россыпи в восточной части отработанной площади представлен глинистой корой выветривания, часто содержащей разновразмерные обломки кварца залегающих в коренном залегании золотоносных кварцевых жил. Все вышеперечисленные отложения в различной степени золотоносны. К продуктивной части разреза относится и верхняя часть глинистой коры выветривания, слагающей плотик россыпи. В западной части отработанной площади, породами, подстилающими золотоносные пески, являются безрудные коренные скальные андезито-базальтовые порфириты серого, серо-фиолетового и зеленого цвета. При этом порфириты очень часто выступают в виде скальных останцов на поверхности.

Золото в россыпи высокопробное и отличается довольно выдержанным составом, основной примесью здесь является серебро, содержание которого изменяется от 0.2 до 9%. По гранулометрическому составу оно относится к крупному и среднему классу и характеризуется преимущественно средней окатанностью (рис. 1).

Средняя пробность золота в россыпи по участкам: Баймакский пруд – 938, Шуринский лог – 935, Акташский лог – 943, Таналык (линии 1502-1559) – 917. Пробность золота рассчитывалась по формуле  $C_{Au}/(C_{Au}+C_{Ag}) \times 1000$ , для его типизации использована классификация Н.В. Петровской (‰): 1000–950 – весьма высокопробное; 950–900 – высокопробное; 900–800 – средней пробности; 800–700 – низкопробное; 700–300 – электрум; 300–100 – кюстелит; < 100 – серебро (Au-содержащее серебро) [Петровская, 1973]. Золото преимущественно ярко желтого цвета и имеет комковидную, клиновидную, пластинчатую и проволоочно-палочковидную форму.

Общей особенностью для золота всех классов крупности является наличие в углублениях и на их поверхности пленок гидроокислов железа и марганца, корочек мелкозернистого кварца, хлорита, реже биотита (рис. 2), в которых было установлено большое

количество микрочастиц весьма высокопробного золота размером 0.1–0.5 мкм.

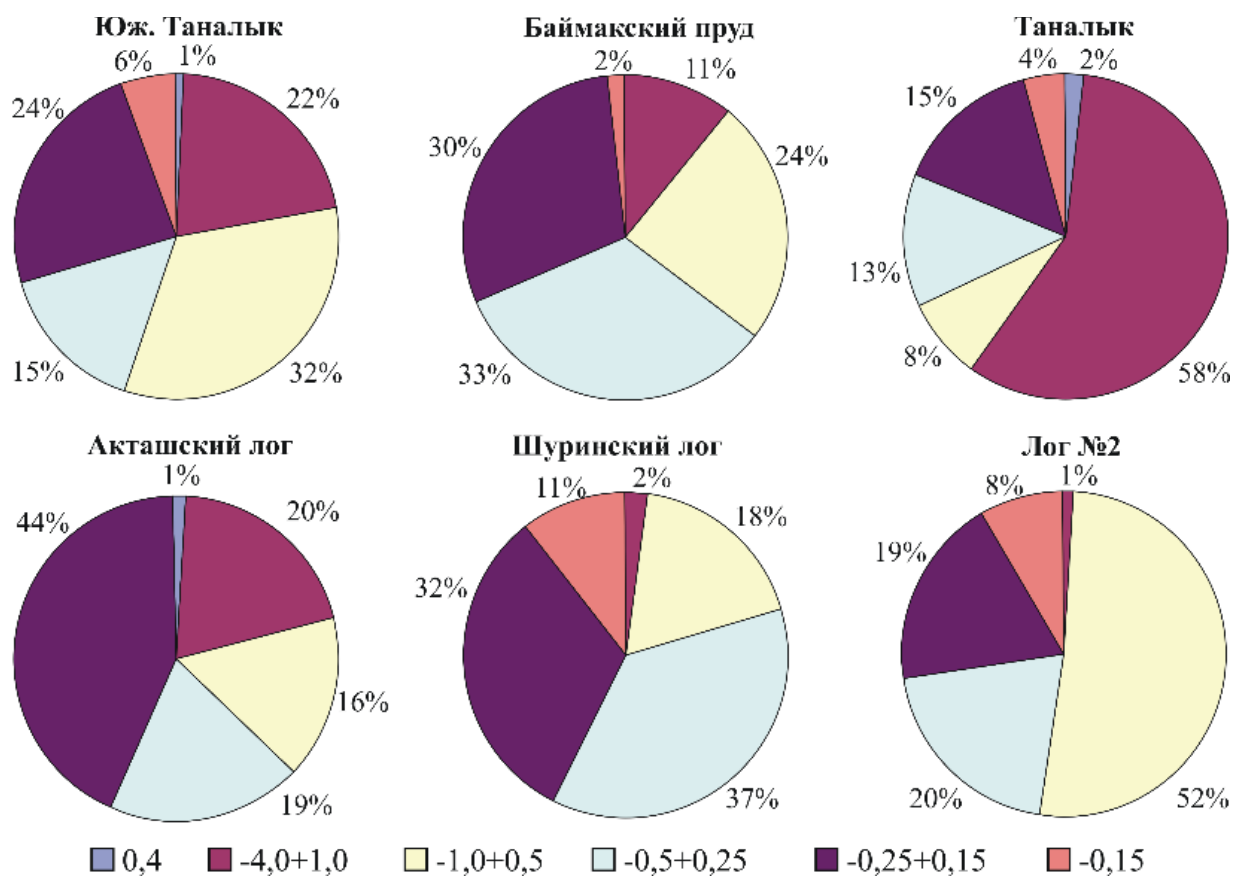


Рис. 1. Гранулометрический состав шлихового золота по участкам россыпи Таналыкская

Обнаружение его в большом количестве на поверхности золотин в россыпях ближнего сноса и корях выветривания дают возможность использовать его в качестве индикатора рудной формации и зачастую служит показателем наличия в непосредственной близости золотосульфидного или золотосульфидно-кварцевого оруденения [Осовецкий, 2019]. Электронно-микроскопические исследования поверхности золотин и изучение их химического состава в полированных препаратах выполнены на растровом электронном микроскопе Tescan Vega 3 с энергодисперсионным спектрометром Oxford Instruments X-act в ЦКП при ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (аналитик М.А. Рассомахин). Использовано углеродное напыление, ускоряющее напряжение 20 кВ, «живое» время 120 с, эталоны MAC – Micro-analysis consultants LTD (регистрационный № 1362).

Гипергенные новообразования на поверхностях золотин представлены высокопробными каймами. Развитие подобных кайм неоднократно отмечалось для золотин ряда объектов Южного Урала [Сначёв, 2020; Нуриева, 2022] и связывается как с химическим очищением золотин от элементов-примесей в зоне гипергенеза [Мурзин, 1987], так и рекристаллизацией деформированных при переносе участков зерен [Козин, 2023]. Глубина развития высокопробной каймы небольшая и составляет порядка 20 мкм, что в совокупности с другими факторами (средняя окатанность, присутствие сростков с другими минералами) указывает на малое время пребывания золотин в зоне гипергенеза [Шварцев, 2001].

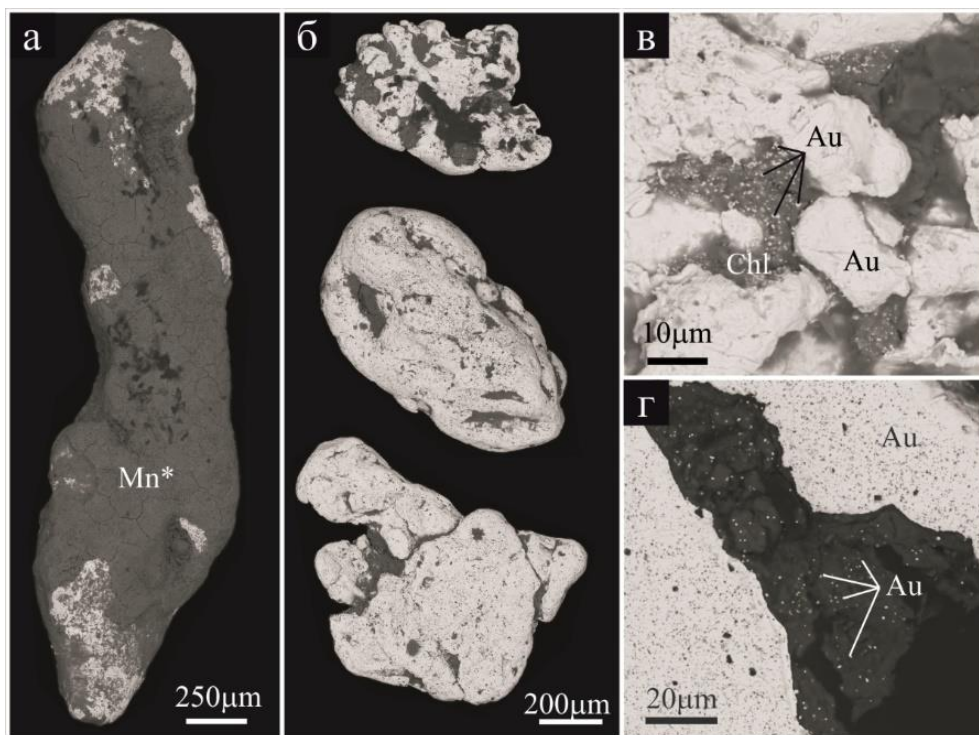


Рис. 2. Электронно-микроскопические изображения поверхности золотин из россыпи Таналык

Наиболее обогащенные участки Таналыкской россыпи наследуют спрямленные северо-восточные отрезки долины на протяженных участках Акташский лог – Баймакский пруд и Южный Таналык. Типоморфизм шлихового золота, его составы, особенности внутреннего строения и многочисленные сростки золота с кварцем указывают, что основным источником золота являлось золото-кварцевое оруденение в зонах околорудных метасоматитов золото-пиритового месторождения Куль-Юрт-Тау, золото-полиметаллических и золото-баритовых месторождений Графское, Троицкое и Ново-Троицкое.

*Работа выполнена в рамках Государственного заказа по темам № FMRS-2022-0012 и № FMRS-2022-0011 (Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа). Микрозондовые исследования проведены в рамках Госбюджетной темы № 122040600006-1 (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс).*

#### Список литературы:

1. Казаков П.В., Салихов Д.Н. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (россыпное золото). Уфа: Гилем, 2006. 288 с.
2. Козин А.К., Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Шиловских В.В., Жданова В.С. Шлиховые ассоциации минералов золотоносных россыпей Миасской россыпной зоны (Южный Урал) и возможные коренные источники золота // Геология и геофизика. 2023. Т. 64. № 9. С. 1219–1237. DOI: 10.15372/GIG2023114
3. Мурзин В.В., Малюгин А.А. Типоморфизм золота зоны гипергенеза (на примере Урала). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. 96 с.
4. Нуриева К.Р., Сначёв А.В., Латыпов Ф.Ф., Гатауллин Р.А., Россомахин М.А. Геология Золотого проявления Голенькие Горки (Сиратурское рудное поле, Южный Урал) // Геологический вестник. 2022. № 3. С. 53–64. DOI: 10.31084/2619-0087/2022-3-5
5. Осовецкий Б.М. Нанозолото на поверхности россыпного металла // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. 2019. № 2 (39). С. 57–64.
6. Сначёв А.В., Сначёв В.И., Рассомахин М.А., Коломоец А.В. Углеродистые сланцы Каменского участка: геология и рудоносность (Южный Урал) // Горный журнал. 2020. № 2. С. 24–29. DOI: 10.17580/gzh.2020.02.02
7. Шварцев С.Л., Дутова Е.М. Гидрогеохимия и мобилизация золота в зоне гипергенеза (Кузнецкий Алатау, Россия) // Геология рудных месторождений. 2001. № 43(3). С. 252–261.

## **МИКРОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ХРОМШПИНЕЛИДОВ ИЗ УЛЬТРАМАФИТОВ СЕВЕРНОГО КРАКА**

***Р. А. Гатауллин***

*Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа  
e-mail: rusgatln97@gmail.com*

В геологическом строении ультрамафитового массива Северный Крака преобладают лерцолиты, значительные территории также сложены гарцбургитами, среди вышеназванных пород спорадически встречаются линзы дунитов.

Несмотря на достаточно широкий интерес исследователей к породам мантийного разреза офиолитов, изучение микроэлементного состава и его вариаций в основном акцессорном минерале мантийных ультрамафитов (хромшпинелид) для Южного Урала практически не проводилось.

Образцы исследуемых перидотитов были сформированы в эпоксидные пашки. Изучение макроэлементного состава минералов проводилось на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega 4 Compact с энерго-дисперсионным анализатором Xplorer 15 Oxford Instruments (ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа, аналитик Савельев Д.Е.). Содержание макроэлементов в зернах хромшпинелидов и оливина определялось с помощью масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерным пробоотбором (ЛА-ИСП-МС) на масс-спектрометре Agilent 7700x с Nd:YAG-лазером New Wave Research UP-213 (ИМин УрО РАН, г. Миасс, аналитик Д.А. Артемьев). Расчет проводился в программе Iolite с нормированием всего спектра с учетом четырех атомов кислорода на 100 мас. %.

По данным микрозондового ЭДС анализа хромшпинелидов, хромистость  $\#Cr=Cr/(Cr+Al)$  варьирует в пределах 0,1-0,55, среднее значение 0,25. Магнезиальность  $\#Mg=Mg/(Mg+Fe^{2+})$  варьирует в пределах 0,4-0,6. Элементы-примеси, распознанные СЭМ-ЭДС: Ti, V, Ni, Zn, содержащиеся в количествах до 0,156, 0,174, 0,277 и 0,336 % масс. соответственно.

В результате исследований методом ЛА ИСП МС получены количественные данные (20 анализов) о распределении в хромшпинелидах Ti, V, Mn, Ni. Содержания Ti варьируют от 52 до 1635 г/т, V от 381 до 1691 г/т, Mn от 727 до 2266 г/т, Ni от 666 до 2873 г/т. Эти содержания, в целом, близки с известными значениями по офиолитам мира [Farre-de-Pablo et al., 2020; Kapsiotis et al., 2019; Nayak, Chinnasamy, 2020; Uysal et al., 2018].

С помощью MS Excel вычислены коэффициенты корреляции между содержаниями микроэлементов и значениями Cr#. Значения хромистости положительно коррелируют с содержаниями Ti (0,88), V (0,94), Mn (0,93), и отрицательно – с содержаниями Ni (-0,95), (рис. 1).

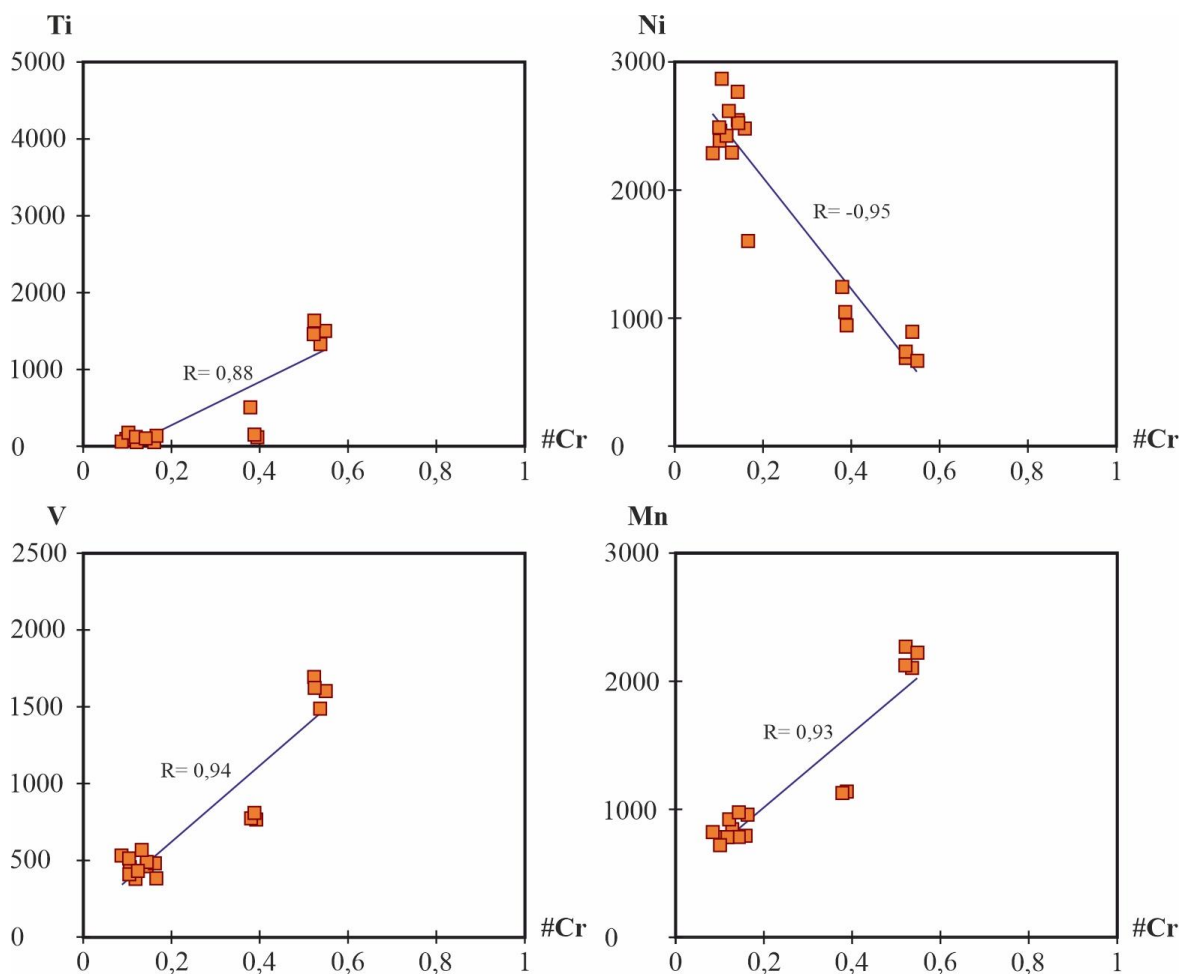


Рис. 1. Диаграммы зависимости содержаний микроэлементов (г/т) в хромшпинелидах от хромистости. Значения #Cr рассчитаны на основании СЭМ -ЭДС анализа, микроэлементы – ЛА ИСП МС анализа.

Помимо корреляций с хромистостью #Cr, обнаруживаются сильные зависимости между содержаниями отдельных микроэлементов, представленные в (табл. 1), часто даже с большим коэффициентом R, чем для соотношений микроэлемент-#Cr.

Таблица 1  
Корреляционная таблица взаимных зависимостей содержания микроэлементов в изученных хромшпинелидах

	Ti	V	Mn	Ni
Ti		0,97	0,98	-0,78
V	0,97		0,99	-0,85
Mn	0,98	0,99		-0,85
Ni	-0,78	-0,85	-0,85	

Известно, что хромистость шпинели отражает степень деплетированности вещества в ходе образования перидотитов [Arai, 1994]. Таким образом можно заключить, что с увеличением степени частичного плавления породы в хромшпинелидах повышаются содержания Ti, V, Mn, и понижаются Ni.

*Благодарности.* Автор благодарит научного руководителя, д.г.-м.н. Савельева Д.Е., за помощь в проведении аналитических исследований и полезные замечания.



*Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-17-00019, <https://rscf.ru/project/22-17-00019/>*

#### **Список литературы:**

1. Arai S. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation // *Chemical Geology*. 1994. Vol. 113. P. 191–204.
2. Farre-de-Pablo J., Proenza J.A., Gonzalez-Jimenez J.M., Aiglsperger T., Garcia-Casco A., Escuder-Viruete J., Colas V., Longo F. Ophiolite hosted chromitite formed by supra-subduction zone peridotite–plume interaction // *Geoscience Frontiers*. 2020. Vol. 11. P. 2083–2102.
3. Kapsiotis A., Economou-Eliopoulos M., Zheng H., Su B.X., Lenaz D., Jing J.J., Antonelou A., Velicogna M., Xia B. Refractory chromitites recovered from the Eretria mine, East Othris massif (Greece): Implications for metallogeny and deformation of chromitites within the lithospheric mantle portion of a forearc-type ophiolite // *Geochemistry*. 2019. Vol. 79. P. 130–152
4. Nayak R., Pal D., Chinnasamy S.S. High-Cr chromitites of the Nidar Ophiolite Complex, northern India: Petrogenesis and tectonic implications // *Ore Geology Reviews*. 2020. Vol. 129. 103942.
5. Uysal I., Kapsiotis A., Akmaz R.M., Saka S., Seitz H.M. The Guleman ophiolitic chromitites (SE Turkey) and their link to a compositionally evolving mantle source during subduction initiation // *Ore Geology Reviews*. 2018. Vol 93. P. 98–113.

### **ЦИРКОНИЙ-ГАФНИЕВЫЙ ГЕОТЕРМОМЕТР ДЛЯ ГРАНИТОВ КУЗЬПУАЮСКОГО МАССИВА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)**

***Ю. В. Денисова***

*Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар*

*e-mail: yulden777@yandex.ru*

В пределах северной части Приполярного Урала развиты многочисленные магматические образования, различающиеся не только по возрасту, но и по петрографическим, петрогеохимическим и изотопным особенностям породы. Изучение этих особенностей с учетом классификации Б. Чаппелла и А. Вайта [Chappel, Whitte, 1974] позволило установить, что для исследованного региона Приполярного Урала характерно преобладание массивов гранитов А-типа [Кузнецов, Соболева и др., 2005], первоначально рассматриваемые как граниты анорогенных областей, наблюдаемые преимущественно в рифтовых зонах и стабильных блоках земной коры. Этот тип отличается умеренной щелочностью и высокими значениями суммарных составов главных щелочных металлов ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ), отношений  $\text{FeO}/\text{Mg}$ ,  $\text{Ga}/\text{Al}$ .

Одним из наименее изученных массивов А-типа Приполярного Урала является Кузьпуаюсский массив. Ранее этот массив рассматривалось как составная часть Кожимского интрузива [Фишман, Голдин, 1963; Махлаев, 1996], прорывающего отложений пуйвинской свиты среднего рифея. Проведенные исследования А. М. Пыстиным и Ю. И. Пыстиной [Пыстин, Пыстина, 2008, 2011] установили, что рассматриваемый массив залегает среди отложения хобеинской и мороинской свит верхнего рифея, что позволяет рассматривать его как самостоятельное гранитное тело. Это привело к тому, что вся полученная ранее геологическая информация для пород первоначального Кожимского массива, в том числе по термометрии, требует корректировки.

В настоящий момент к Кузьпуаюскому массиву относят гранитное тело штокообразной формы, залегающее в бассейне руч. Кузьпуаю (рис. 1). Массив слагают розовые лейкограниты с зеленоватым оттенком с массивной грубоплитчатой текстурой с хорошо выраженной тектонической гнейсоватостью и с тандартным набором породообразующих минералов: калиево-натриевый полевой шпат (до 50 %), плагиоклаз (до 20 %), кварц (до 30 %), слюды (до 5 %) (биотит, мусковит). Отмечаются как биотитовые, так и двуслюдянные разности гранита. Согласно содержаниям главных элементов, породы Кузьпуаюского массива являются высококалиевыми ( $\text{SiO}_2$  в среднем - 77,25 мас. %,  $\text{K}_2\text{O}$  в среднем - 4,12 мас. %,  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  в среднем - 7,67) и высокоглиноземистыми ( $\text{al}' = \text{Al}_2\text{O}_3 * (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})$  в среднем - 5,13;  $\text{Ka} = (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) / \text{Al}_2\text{O}_3$  в среднем - 0,67) разновидностями) [Денисова, 2022а].

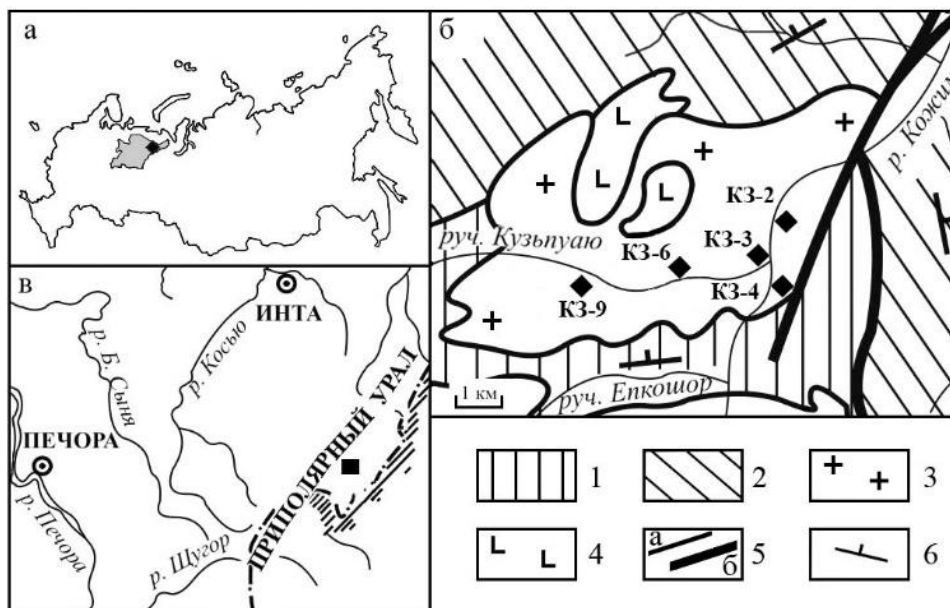


Рис. 1. а. Карта России (выделенный регион – Республика Коми (квадрат – район исследования). б. Карта района исследований (квадрат – изученный массив). в. Кузьпуаюский гранитный массив (по Пыстин, Пыстина, 2008)  
 1 – пуйвинская свита (RF<sub>2</sub>): слюдяно-кварцевые сланцы, ортосланцы, кварциты; 2 – хобеинская (RF<sub>3</sub>), мороинская (RF<sub>3</sub>) и саблегорская (RF<sub>3</sub>-V): слюдяно-кварцевые сланцы, порфириты; 3 – граниты сальнеро-маньхамбавского комплекса (V-С<sub>1</sub>); 4 – массивы габбро (RF<sub>3</sub>-V); 5 – геологические границы: а – стратиграфические и магматические, б – тектонические; 6 – элементы залегания плоскостных структур. КЗ-п (п – 2,3,4,6,9) – точки отбора пробы.

М. В. Фишман и его коллеги (Фишман, Юшкин и др., 1968) при изучении пород первоначального Кожимского массива предположили, что состав рассматриваемых гранитов соответствует высокотемпературной эвтектике ( $T > 720^\circ\text{C}$ ).

Для уточнения температурного режима для пород Кузьпуаюского массива был использована одна из последних разработок Л. Я. Арановича и Н. С. Бортникова [Аранович, Бортников, 2018] - Zr-Hf геотермометр.

В основе этого геотермометра зависимость отношений циркония и гафния как самого гранита, так и циркона, содержащегося в нем, с температурой образования породы:

$$T(K) = \frac{1531}{\ln K_d + 0.883}, K_d = \frac{X_{\text{Zr}}^z X_{\text{Hf}}^m}{X_{\text{Zr}}^m X_{\text{Hf}}^z}$$

где  $K_d$  – коэффициент распределения Zr и Hf между цирконом (z) и расплавом (m), T(K) – температура, Кельвин,  $X_{Zr}^m, X_{Hf}^m$  – содержание Zr и Hf в расплаве, г/т,  $X_{Zr}^z, X_{Hf}^z$  – содержание Zr и Hf в цирконе, мас. %.

Расчет температуры формирования пород Кузьпуаюского массива осуществлялся по пяти пробам. Содержания циркония и гафния получены в результате ICP- MS анализа для гранита (Институт геологии и геохимии, Екатеринбург, аналитик Ю. Л. Ронкин) и микронзондового анализа для циркона (ЦКП «Геонаука» Института геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, аналитик С. С. Шевчук) (табл. 1).

Таблица 1  
Zr- Hf- геотермометр для цирконов и гранитов Кузьпуаюского массива

№	Проба	Содержание элемента				Температура, °C
		в граните, г/т		в цирконе, мас. %		
		$X_{Zr}^m$	$X_{Hf}^m$	$X_{Zr}^z$	$X_{Hf}^z$	
1	КЗ-2	101,89	3,88	$\frac{46,78 - 48,37}{47,35}$	$\frac{1,08 - 1,18}{1,15}$	$\frac{832 - 891}{848}$
2	КЗ-3	83,21	3,66	$\frac{46,19 - 48,67}{47,33}$	$\frac{1,29 - 1,38}{1,34}$	$\frac{821 - 899}{862}$
3	КЗ-4	88,21	4,33	$\frac{45,77 - 47,75}{46,75}$	$\frac{1,33 - 1,49}{1,39}$	$\frac{767 - 851}{821}$
4	КЗ-6	100,02	4,59	$\frac{46,08 - 48,55}{47,32}$	$\frac{1,38 - 1,47}{1,42}$	$\frac{818 - 888}{857}$
5	КЗ-9	65,33	3,99	$\frac{46,11 - 47,87}{47,01}$	$\frac{1,31 - 1,69}{1,52}$	$\frac{723 - 842}{811}$

Примечание. Содержания циркония и гафния для циркона, температуры представлены в виде дроби: числитель - диапазон значений, знаменатель - среднее значение.

Расчетные температуры показывают, что наибольшие температуры образования кузьпуаюских гранитов характерны для точек отбора образцов КЗ-2 (в среднем 848°C), КЗ-3 (в среднем 862°C), КЗ-6 (в среднем 857°C), расположенных ближе к центру изученного массива, что может служить косвенным признаком того, что источники расплавов, сформировавшие Кузьпуаюский массив и лежащий южнее Кожимский массив были разные. Ранее проведенные термические исследования кожимских гранитов [Денисова, 2022b] позволили предположить, что Кожимский массив сформировался за счет мощного потока расплавов, центр которого был оконтурен по области максимальных температур образования породы. В случае формирования гранитов Кузьпуаюского массива за счет этого потока расплавов, который находился южнее, происходило бы уменьшение температуры образования гранитов от края к центру рассмотренного массива.

Таким образом, изучение содержаний циркония и гафния в граните и цирконе Кузьпуаюского массива позволили не только подтвердить правомерность выделения этого интрузива в отдельный массив, но и установить температурный режим формирования рассмотренных гранитов. Расчетные температуры, полученные на основании геотермометра

Арановича-Бортникова показали, что образование гранитов исследованного массива происходило при температурах от 723 до 899 °С, что подтверждает ранние предположения М. В. Фишмана и его коллег.

*Исследования проведены в рамках НИР «Глубинное строение, геодинамическая эволюция, взаимодействие геосфер, магматизм, метаморфизм и изотопная геохронология Тимано-Североуральского сегмента литосферы» ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, ГР № 122040600012-2.*

#### **Список литературы:**

1. Аранович Л. Я., Бортников Н. С. Новый Zr-Hf геотермометр для магматических цирконов // Петрология, т. 26, № 2, 2018. С. 109-115.
2. Денисова Ю. В. Геодинамические условия образования Кузьпуаюского гранитного массива (Приполярный Урал) // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН, № 19. Апатиты, 2022. С. 103-102. DOI: [10.31241/FNS.2022.19.019](https://doi.org/10.31241/FNS.2022.19.019).
3. Денисова Ю. В. Цирконий- гафниевый геотермометр для А-гранитов Приполярного Урала // Известия Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, 2022. № 2 (54). С. 64-71. DOI: 10.19110/1994-5655-2022-2-64-71
4. Кузнецов Н. Б., Соболева А. А., Удоратина О. В., Герцева М. В. Доордовикские гранитоиды Тимано- Уральского региона и эволюция протиуралид - тиманид. Сыктывкар: Геопринт, 2005. 100 с.
5. Махлаев Л. В. Гранитоиды севера Центрально- Уральского поднятия (Полярный и Приполярный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 189 с.
6. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Метаморфизм и гранитообразование в протерозойско-раннепалеозойской истории формирования Приполярноуральского сегмента земной коры // Литосфера, 2008. № 11. С. 25-38.
7. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Новые данные о возрасте гранитоидов Приполярного Урала в связи с проблемой выделения кожимской среднерифейской гранит- риолитовой формации // Известия КНЦ УрО РАН, Сыктывкар, 2011. вып. 4 (8). с. 14-19.
8. Фишман М. В., Голдин Б. А. Гранитоиды центральной части Приполярного Урала. М.- Л.: АН СССР, 1963. 105 с.
9. Chappel В. W., Whitte А- J. R. Two contrasting granite types // Pacif. Geol. 1974. V. 8. P. 173-174.

## **МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС КАРБОНАТНЫХ МАРГАНЦЕВЫХ РУД ПОЛУНОЧНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)**

***Е.А. Попова, Е.Н. Перова***

*Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия  
e-mail: St087231@student.spbu.ru*

Месторождение Полуночное располагается на северо-западе Свердловской области, в 22 км от г. Ивдель, рядом с пос. Полуночное. Месторождение было открыто в 1920 г и после проведения разведочных работ в 30-х годах, разрабатывалось с 1941 г. до 1962 г, сейчас месторождение законсервировано и работы на нём не ведутся [Рабинович, 1971].

В настоящее время черная металлургия Урала является крупным потребителем марганца, поэтому интерес к марганцеворудным месторождениям не прекращается до сих пор, в том числе и к объектам Северного Урала. В связи с этим нашей целью было получение новых данных по минералогии марганцевых руд месторождения Полуночное, используя современные аналитические методы. Аналитические исследования проводились в ресурсных центрах СПбГУ «Геомодель», «Микроскопии и микроанализа» и «Рентгенодифракционные методы исследования».

В геологическом плане месторождение располагается у восточной границы складчатой системы Урала и приурочено к породам чехла западносибирской платформы. Близ меридионального Лозьвинского (Бурмантовского) уступа, который приурочен к крупному



одноименному разлому палеозойского сложения, неоднократно подновляющемуся. Район месторождения сложен осадочными породами мел-палеогенового возраста. Вмещающие породы представлены песчаниками и алевролитами. Руды слагают пласты, согласно залегающие во вмещающих породах. Рудоносный горизонт прослежен на 1500 м, ширина его варьирует от 60 до 800 м и, в среднем, составляет 150 м. Мощность рудоносного горизонта 12–15 м, глубина залегания – 0–50 м на западе и 150–200 м на востоке [Контарь и др., 1999].

Преыдущими исследователями марганцевые руды на месторождении подразделены на первично карбонатные (песчано-глинистые, песчаные, конкреционно-глинистые, конкреционно-кремнистые), полуокисленные и окисленные. Главными минералами карбонатных руд являются кальциевый родохрозит и манганокальцит [Вертушкова, Сосунова, 1957]. Ко второстепенным минералам относятся кварц, опал, глауконит, марказит, глинистые минералы и кальциевые фосфаты [Контарь и др., 1999].

Исследованные образцы являются первично карбонатными рудами и представлены изометричными образованиями (в поперечнике 8 см), снаружи покрытыми черными оксидами и гидроксидами марганца, внутреннее строение агрегатов – концентрически-зональное, иногда нечетко выраженное. Чередуются светло-коричневые и сине-серые слои мощностью до 1.5 см. Порода мелкозернистая, пористая. Главные породообразующие минералы – родохрозит (~60 об. %) и кварц (~30 об. %), второстепенные и аксессуарные (суммарно ~10 об. %) – пирит (марказит ?) апатит, кутногорит, гегит, альбит, калиевый полевой шпат, сфалерит, ильменит, рутил, эпидот, глауконит, хлорит, барит и гипс. Светлые и темные слои сходны по минеральному составу, но отличаются процентным содержанием породообразующих минералов (рис. 1).

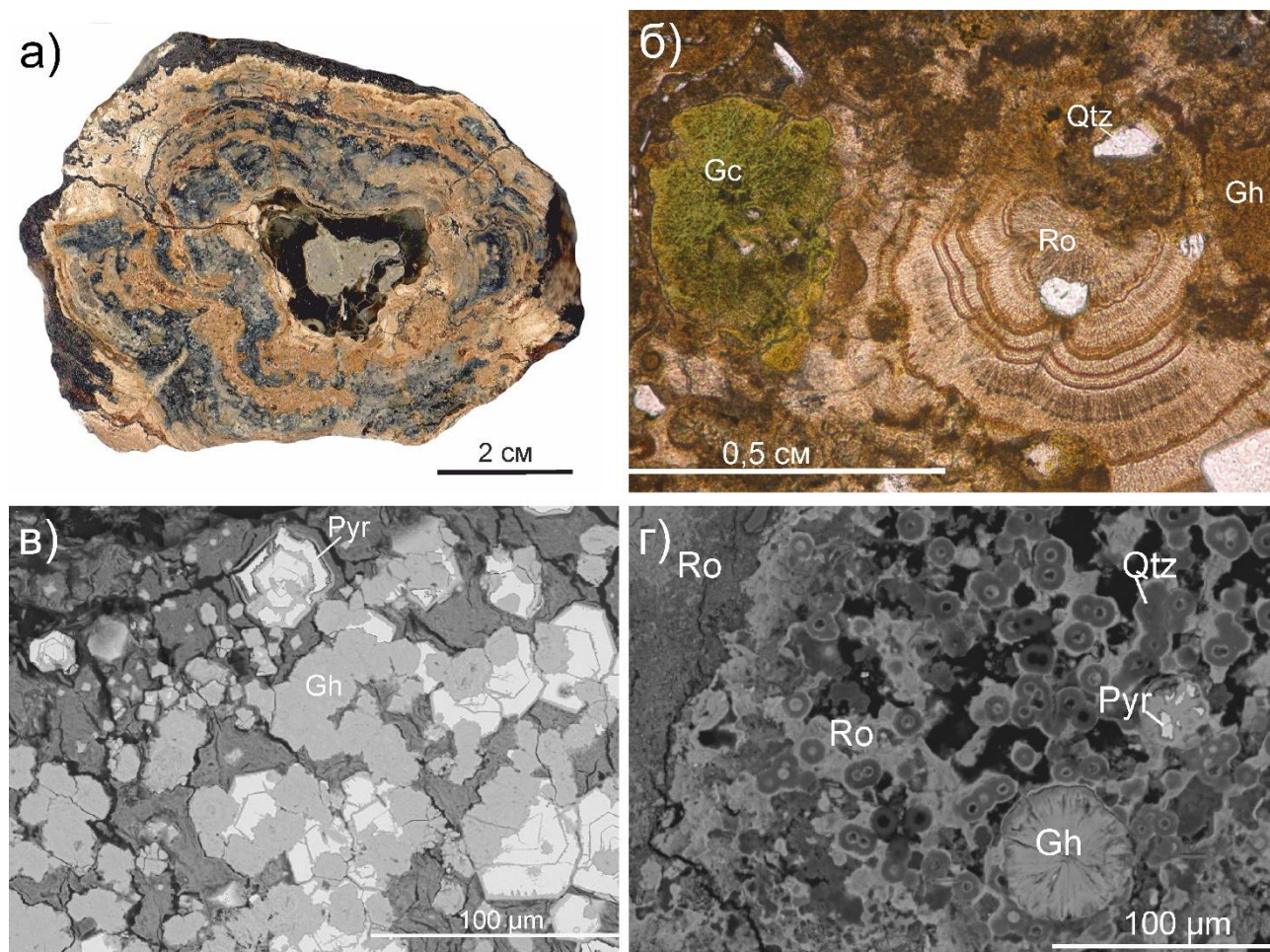


Рис. 1. Марганцевые руды месторождения Полуночное: а – чередование разноокрашенных концентрических слоев; б – зональность родохрозитового агрегата (фото шлифа в



проходящем свете без анализатора), в – кристаллы пирита, замещенные гетитом (фото аншлифа в обратно-отраженных электронах); г – кварцевые оолиты (фото аншлифа в обратно-отраженных электронах). Ro – родохрозит, Pyr – пирит, Gc – глауконит; Qtz – кварц; Gh – гетит.

На основании подробного изучения карбонатных руд предполагается, что значимую роль в их формировании играли бактериальные сообщества. Микроструктуры марганцевых руд можно интерпретировать в виде бактериальной модели их образования. В пользу подтверждения наблюдений, что микроглобулярные выделения являются фоссилизированными бактериями, свидетельствуют: округлая (коккоидная), овальная форма, свойственная многим бактериям, размеры выделения до 10 мкм, зональное распределение Mn, что возможно из-за накопления марганца чехлами бактерий. Кроме того, в рудах присутствуют типичные биогенные минералы – широко распространены апатит и пирит, имеющий сферическую форму [Старикова, 2012].

По изотопному составу  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  изученные карбонаты имеют облегченный изотопный состав углерода, по сравнению с обычными карбонатами «нормальных» осадочных пород такие низкие значения  $\delta^{13}\text{C}$  характерны для аутигенных карбонатов, образованных при участии углекислоты, которая выделяется при микробном окислении органического вещества на поздних стадиях образования (диа- или катагенеза). Значения  $\delta^{18}\text{O}$  в изучаемых карбонатах аналогичны составу осадочных (органогенно-осадочных) карбонатов - диагенетическим пресноводным карбонатам [Кулешов, 2013].

Источником марганца, вероятнее всего, служила кора выветривания Уральских гор, из которых речной сток переносил растворенный  $\text{Mn}^{2+}$  (восстановительные условия, слабокислая среда). В первом случае, принесённый марганец, взаимодействуя с кислородом из морской воды и атмосферы, превращался в оксиды марганца. Далее уже на стадии диагенеза оксиды марганца реагировали с органическим веществом, образуя карбонат марганца

Во втором случае образование происходило в более глубоководных условиях (глубина не более 100 м), где было меньше свободного кислорода, поэтому карбонат образовался, минуя стадию образования оксидов. То есть, растворенный марганец не успел осадиться в мелководной зоне и транзитом её прошёл, а оказавшись на глубине в малоокислородной среде, реагировал с органическим веществом с образованием родохозита.

Вторую теорию подтверждает изотопный состав углерода, показывающий значительные содержания  $^{12}\text{C}$ , который характеризует влияние органического вещества.

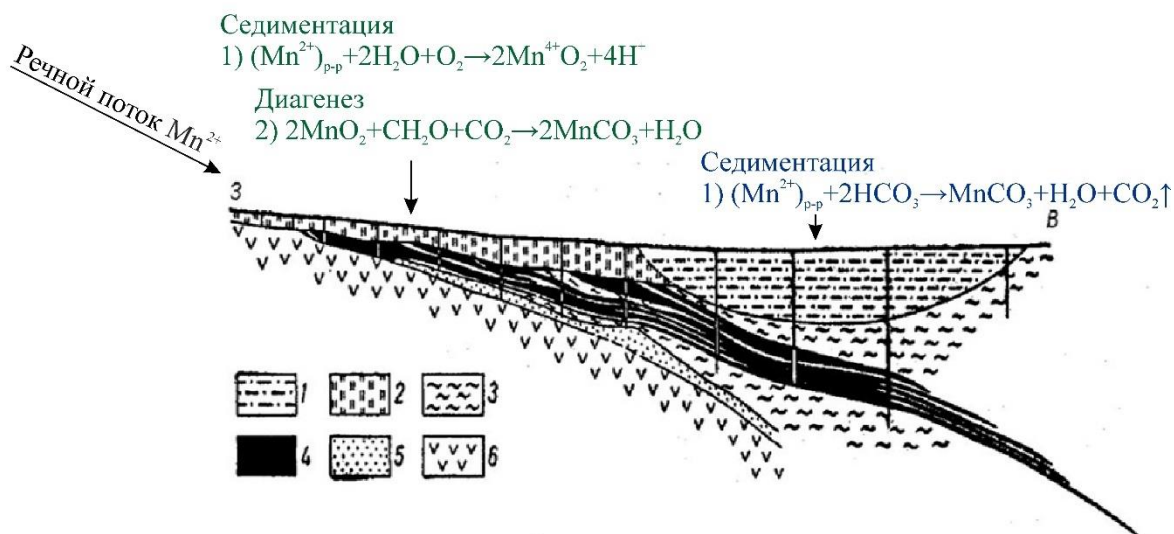


Рис. 2. Схема формирования карбонатных руд месторождения Полуночное.

Таким образом, можно предположить гибридный способ образования карбонатных марганцевых руд, где были задействованы оба механизма формирования: седименто-диагенетический и органогенно-седиментагентический (Рис. 2).

#### **Список литературы:**

1. Вертушкова Н.С., Сосунова К.А. Изучение вещественного состава и обогатимости карбонатных марганцевых руд Полуночного и Ново-Березовского месторождения. Геологический отчет. Свердловск, 1957.
2. Контарь Е.С., Савельева К.П., Сурганов А.В. Марганцевые месторождения Урала. Екатеринбург, 1999, 120 с.
3. Кулешов В.Н. Марганцевые породы и руды: геохимия изотопов, генезис, эволюция рудогенеза. М.: Научный мир, 2013. 506 с.
4. Рабинович С.Д. Северо-Уральский марганцеворудный бассейн. М.: Недра, 1971, 264с.
5. Старикова Е.В. Строматолитоподобные марганцевые отложения Пай-Хоя. Вестник СПбГУ. Сер. 7. 2012. Вып.2, УДК 553.32;550.72

## **ПРОИСХОЖДЕНИЕ БРЕКЧИЕВИДНЫХ ПОРФИРИТОВ ШАРТЫМСКОГО МАССИВА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)**

**А.А. Самигуллин**

*Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа  
e-mail: samigullinaidar85@gmail.com*

*Введение.* Шартымский массив расположен в северной части Магнитогорской мегазоны, в пределах Узункыро-Сибайской подзоны и традиционно относится к балбукскому комплексу [Анисимов и др., 1983; Холоднов и др., 2009]. Он характеризуется субизометричной формой в плане, хорошо выражен в рельефе в виде холма. Массив локализован в вулканогенно-осадочных породах верхнего девона и нижнего карбона: бугодакская толща (D<sub>3</sub>bd) сложена туфами и туфопесчаниками базальтов и андезибазальтов; зилаирская свита (D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>zl) – полимиктовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с карбонатным цементом; кизильская свита (C<sub>1</sub>kz) – известняками. Большая часть массива сложена риолит-порфирами, которые описаны в работе [Самигуллин, Рахимов, 2023]. Целью данной работы является выяснение происхождения брекчиевидных порфиритов, недавно обнаруженных нами в юго-восточной и восточной частях Шартымского массива. Актуальность исследований обусловлена тем, что на Государственной геологической карте N-40-XVIII эти породы обозначены как граниты [Жданов и др., 2018].

*Методы исследования.* Петрографическое и минералогическое изучение выполнено по шлифам и полированным пластинкам при помощи поляризационного микроскопа Carl Zeiss Axioskop 40. Электронно-микроскопические исследования с определением составов минералов проводились на СЭМ Tescan Vega Compact с ЭДС Xplorer 15 Oxford Instruments при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе зонда 3–4 нА и времени накопления спектра в точке 20 с в режиме «Point&ID» (оператор С.С. Ковалев). Химический состав пород определен методом рентгенофлуоресцентного анализа на спектрометре X-Calibur (Израиль). Пределы обнаружений для элементов составляли от 0.01 до 0.02 мас. %, для V, Ni и Cr – в диапазоне 5–10 г/т. Для построения калибровочных графиков использовались аттестованные государственные образцы магматических пород. Часть проб (кластические включения) определена по пластинкам с помощью рентгеноспектрального микроанализа (РСМА) на СЭМ в режиме «Point&ID», время накопления произвольной спектральной области 60–120 с. Все исследования проводились в Институте геологии УФИЦ РАН (г. Уфа).

*Результаты.* Изученные породы представляют собой вулканические/субвулканические образования, обладающие брекчиевидной текстурой и порфирированной интерсертальной



структурой (рис. 1). Фенокристаллы представлены субидiomорфным серицитизированным и альбитизированным плагиоклазом (размер 1–2 мм) и ксеноморфным клинопироксеном (размер 0.5–3 мм), который по химическому составу соответствует диопсиду. В основной массе присутствуют плагиоклаз, клинопироксен и хлорит. Вторичные минералы – эпидот, серицит, амфибол и хлорит. Из аксессуарных минералов установлены титанит, магнетит, ильменит, апатит, циркон, алланит.

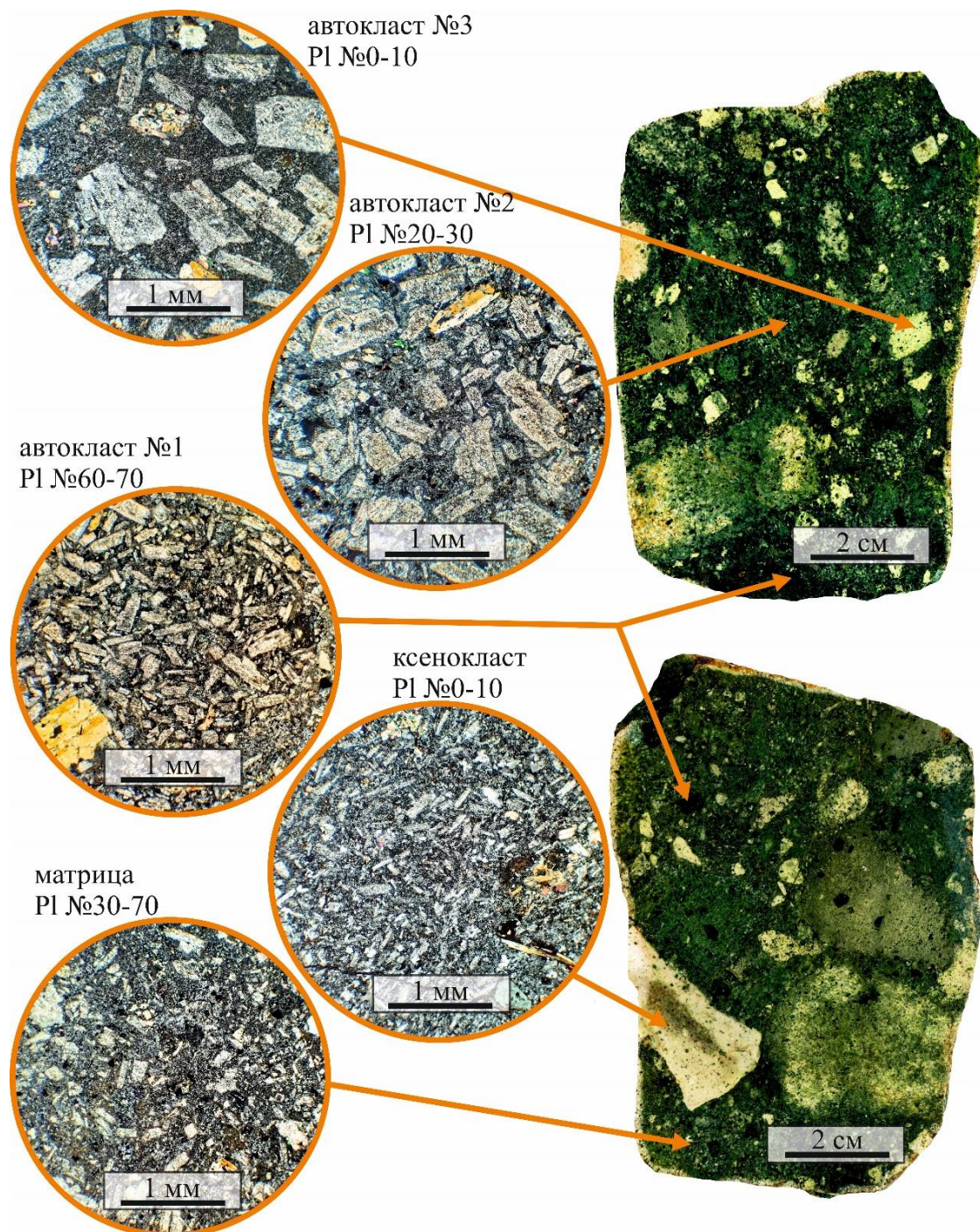


Рис. 1. Петрографические особенности брекчиевидных субвулканитов Шартымского массива

Брекчиевидные породы сложены обломками пироксен-плагиоклазовых порфиров размером от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров, иногда до первых десятков сантиметров. По минеральному составу и структуре матрица и обломки слабо различаются между собой, что даёт основание рассматривать последние как автокласты. В результате

детальных минералого-петрографических и петрохимических исследований выделены три типа автокластов. Кроме того, среди обломков присутствует порода кислого состава, по всей видимости представляющая собой ксенокласты.

Автокласт-I – наиболее темноцветный обломок. По химическому составу соответствует трахиандезибазальту (рис. 2). Порода наиболее богата рудным минералом – магнетитом, среди всех кластитов. Микрофенокристы представлены плагиоклазом с размерами таблитчатых зёрен до 0.5 мм и изменённым клинопироксеном с размерами зёрен до 1.5 мм. Плагиоклаз отвечает лабрадору, а клинопироксен замещён магнезиогастингситом и актинолитом. Доля вкрапленников составляет 80 об. %. Промежутки выполнены ксеноморфными кристаллами альбита, эпидота (по плагиоклазу и клинопироксену), кварца и магнетита.

Автокласт-II по составу соответствует трахиандезибазальту (рис. 2), представляет собой обломок, наиболее близкий по окраске и структуре к матрице (рис. 2). Вкрапленники плагиоклаза, отвечающего олигоклазу, имеют размеры от 0.05×0.1мм до 0.5×1 мм. Клинопироксен практически полностью замещён актинолитом, размер зёрен достигает 0.8 мм. Доля порфириковых вкрапленников 65 об. %. В основной массе развиты альбит, эпидот и кварц.

Автокласт-III по составу соответствует трахиандезиту, является наиболее изменённым и разреженным по плотности вкрапленников порфиритом (рис. 1). Таблитчатый плагиоклаз размером до 1.2 мм нацело альбитизирован. Клинопироксен размером до 0.7 мм полностью замещён актинолитом. Доля фенокристов 45 об. %. Основная масса представлена альбитом, эпидотом и кварцем.

Ксенокласт соответствует трахиту (рис. 2) с интерсертальной структурой основной массы. Основная масса состоит из удлинённых лейст плагиоклаза размером до 0.2×0.08 мм. Клинопироксен полностью замещён актинолитом, псевдоморфозы которого достигают 0.9 мм. Объём порфириковых вкрапленников составляет 10%.

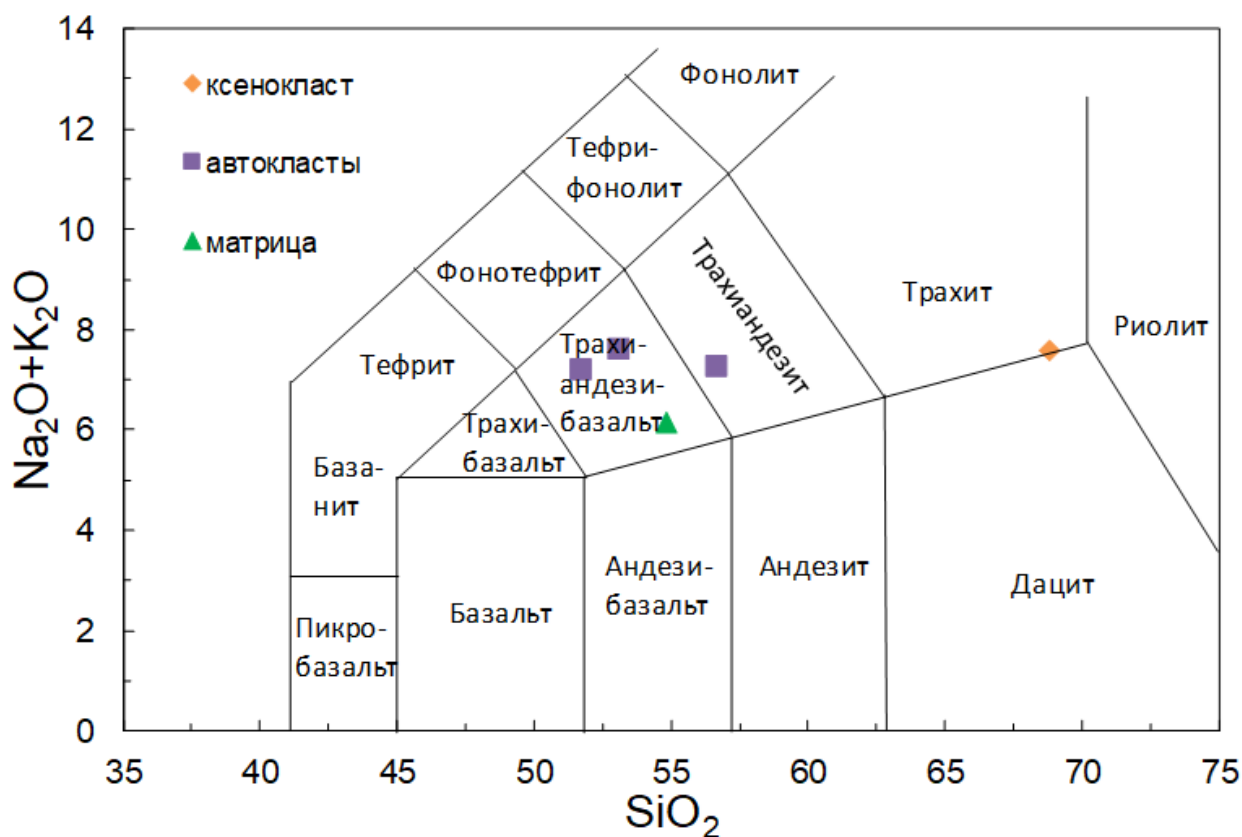


Рис. 2. TAS-диаграмма для автокластов, ксенокласта и матрицы из брекчиевидного порфирита Шартымского массива



Химический состав автокластов и матрицы отражает их близость между собой. Они обладают умеренной магнезиальностью ( $Mg\# = 0.47-0.54$ ), повышенной глинозёмистостью ( $al^{\circ} = 1.1-1.1$ ), сумма щелочей ( $K_2O+Na_2O$ ) составляет 6.2–7.5 мас. %, а  $K_2O/Na_2O = 0.5-0.9$ . В то же время ксенокласт трахита отличается низким отношением  $K_2O/Na_2O = 0.16$ .

*Обсуждение и выводы.* По совокупности признаков изученные нами породы относятся к автокластическим брекчиям. Подавляющая часть обломков по вещественному составу близка к вмещающей трахиандезибазальтовой массе. Границы между обломками и матрицей не всегда очевидны, вследствие визуального сходства и переходных кайм, в которых наблюдается постепенная смена пород. Ксенокласты трахита свидетельствуют о присутствии кислого тела на пути движения трахиандезибазальтового расплава.

Для выявленных типов автокластов характерна единая структура с незначительными различиями, связанными с содержанием фенокристаллов плагиоклаза. В ряду от А-I к А-III наблюдается уменьшение количества вкрапленников (от 80 до 45 %). Также в этом ряду существенно растёт количество рудного минерала. Это даёт основание рассматривать автокласты как производные от единой магматической камеры, закономерно эволюционировавшей и питающей вулканическую постройку. Представленные результаты дают однозначное понимание того, что восточная часть Шартымского полифазного массива сложена не интрузивными породами семейства нормальнощелочных гранитоидов, как это показано на государственных геологических картах, а вулканическими/субвулканическими образованиями субщелочной серии.

По нашим представлениям изученные породы относятся к жерловой фации палеовулкана. В питающей вулкан промежуточном магматическом резервуаре происходила циркуляция и дифференциация магмы, что проявилось в возникновении признаков гравитационной отсадки фенокристов, т.е. аналога кумулата. Автокласт-I является образцом нижней части камеры, в этой породе содержится наиболее кальциевый плагиоклаз, а также довольно обильный магнетит в интерстициях. Свежие порции магмы вследствие высокого давления прорвали частично застывшие части резервуара, что привело к брекчированию. Т.е. предполагается пульсационный механизм вулканизма. Автокласты II и III, соответственно, представляют более высокие уровни камеры. Во время движения магмы было ассимилировано тело трахитов, о чём свидетельствует наличие ксенолитов. Возможно, это кислое тело было тектонически раздробленным, возможно было прорвано путём магморазрыва. Магматическая смесь, состоящая из трахиандезитового расплава, автокластов и ксенокластов была поднята на более высокий гипсометрический уровень и затвердела в жерловой зоне вулкана. Признаков течения этой магмы в виде лавового потока нет. Внедрение магмы риолит-порфириров, образовавших основную часть Шартымского массива, произошло позднее. Возможно, это событие спровоцировало, или сопровождало деформацию вулканической постройки, в результате которой первичные геологические условия оказались сильно нарушенными. Это и затруднило интерпретацию происхождения брекчиевидных порфиритов. К сожалению, реконструировать морфологию и схему расположения отдельных частей палеовулкана, по современному эрозионному срезу невозможно.

#### **Список литературы:**

1. Анисимов И. С., Сопко Л. Н., Ямаев Ф. А., Калташева И.И., Козлов В.И., Петров Ю.М. Отчёт по геологическому доизучению масштаба 1:50000 Северо-Учалинской площади (планшеты: N-40-48-B-б, в, г; N-40-59-B-б, г; N-40-60-A; N-40-72-A) за 1978–1983 годы, 1983.
2. Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Бородин Н.С. Гранитоидный магматизм северной части Магнитогорской мегазоны: петрогенезис, геохимическая и металлогенетическая эволюция (Au, Mo, W и др.) // Вестник Уральского отделения РМО. № 6. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. С. 3–29.
3. Самигуллин А. А., Рахимов И. Р. Минералого-геохимические особенности гранитных массивов Аушкуль, Каматал и Шартым (Балбукский комплекс, Южный Урал) // Геологический вестник. 2023. №3.



4. Жданов А. В., Ободов В. А., Макарьев Л. Б., Матюшков А. Д., Молчанова Е. В., Стромов В. А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 200000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XVIII (Учалы). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018. 386 с.

## **О НАХОДКЕ ТЕЛЛУРИДА ЗОЛОТА В БЕРЕЗИТОПОДОБНЫХ МЕТАСОМАТИТАХ И СПОСОБЕ ЕГО ПЕРЕРАБОТКИ**

***Чумаков А.В., Аликин О.В., Рудашевский В.Н.***  
*ООО «ЦНТ Инструментс», г. Санкт-Петербург*  
*e-mail: tchumakov.a.v@yandex.ru*

Золото относится к стратегическим полезным ископаемым, добыча которых необходима для пополнения запасов минерально-сырьевой базы (МСБ) страны. В настоящее время Российская Федерация обладает обширными запасами золота, в которой обеспеченность действующих добывающих предприятий балансовыми запасами собственно золоторудных месторождений составляет около 13 лет, комплексных – менее 33 лет, а россыпных 6 лет (Государственный доклад..., 2023). Для эффективного освоения этих запасов применяются передовые методы извлечения благородных металлов из коренных руд, которые включают различные технологии обогащения: гравитационное и флотационное обогащение минералов золота, амальгамирование, цианирование золотосодержащих руд и концентратов, высокотемпературный хлорирующий обжиг с возгонкой золота в газовую фазу, автоклавное окисление золотосодержащих сульфидов, бактериальное выщелачивание и другие передовые методы [Гудков и др., 2010; Кучерский, 2007; Travis, 2011; Ernawati et al., 2018]. Совершенствование современных технологий извлечения позволяет добиваться максимальной степени извлечения полезного металла и сократить время процесса обогащения.

Несмотря на большую разновидность методов и методик по переработке самых разных золотосодержащих руд не удастся избежать потерь полезного компонента. Основные потери золота при переработке руд и концентратов могут быть связаны с рядом факторов, которые чаще всего указывают либо на недостаточно тщательное изучение вещественного состава руд, либо связано с потерями на различных стадиях технологического регламента переработки.

Изучение вещественного состава пород играет ключевую роль в понимании процессов формирования и концентрации золота. В последние годы особый интерес вызывают теллуриды золота — редкие минералы, которые часто отмечаются при исследованиях [Войтеховский и др., 2010; Спиридонов, 2010; Извекова и др., 2021]. Одним из объектов исследования являются сульфидизированные березитоподобные метасоматиты. Березитоподобные породы — это тип метасоматически измененных горных пород, которые образуются в процессе гидротермального изменения первичных пород под воздействием циркулирующих горячих флюидов.

Для исследования микроскопических выделений рудных минералов использована технология разделения по плотности твердых частиц с помощью гидравлического классификатора (гидросепаратор HS-11) и метода гидросепарации (HS-технология) [Гидравлический..., 2006; Lastra et al., 2005]. Метод гидросепарации реализует разделение материалов с различной плотностью в пульсирующем водном потоке. Конкуренция масс частиц, захваченных восходящим слабым ламинарным потоком, приводит к осаждению тяжелых частиц на дне разделительной трубки и удалению легкой фракции. Обогащение измельченных материалов методом гидросепарации позволяет получить «тяжелый» концентрат (HS-концентрат), обеспечивающий статистически представительную

информацию о «тяжелых» минералах для всего объема образца в интервале крупности частиц от -0.01 до 0.5 мм.

Микроэлементный состав метасоматитов месторождения изучен в 11 пробах (табл. 1). Среднее содержание золота составляет 1.9 г/т. Среднее содержание сульфидной серы в породах варьируется в пределах 0.5-1.5 мас. %.

Таблица 1  
Содержания микроэлементов в метасоматитах, г/т

<b>Au</b>	<b>Ag</b>	<b>As</b>	<b>Bi</b>	<b>Te</b>	<b>Hg</b>
0.4 – 2.5	0.1 – 0.4	6 – 14	0.2 – 0.6	0.16 – 0.24	0.17 – 0.38
1.9	0.2	11	0.4	0.20	0.28
<b>Co</b>	<b>Ni</b>	<b>Cu</b>	<b>Pb</b>	<b>Zn</b>	<b>Sb</b>
27 – 49	98 – 184	70 – 170	5 – 20	74 – 124	0.6 – 1.2
33	115	142	9	97	0.9

Примечание: над чертой — минимальное и максимальное значение содержаний, под чертой — среднее содержание.

Для поиска и количественной оценки минералов-носителей золота (рис. 1) проведена расшлифовка зерен до срединного сечения в пределах узких размерных фракций (мм): -0.125+0.071, -0.071+0.045, -0.045+0.010.

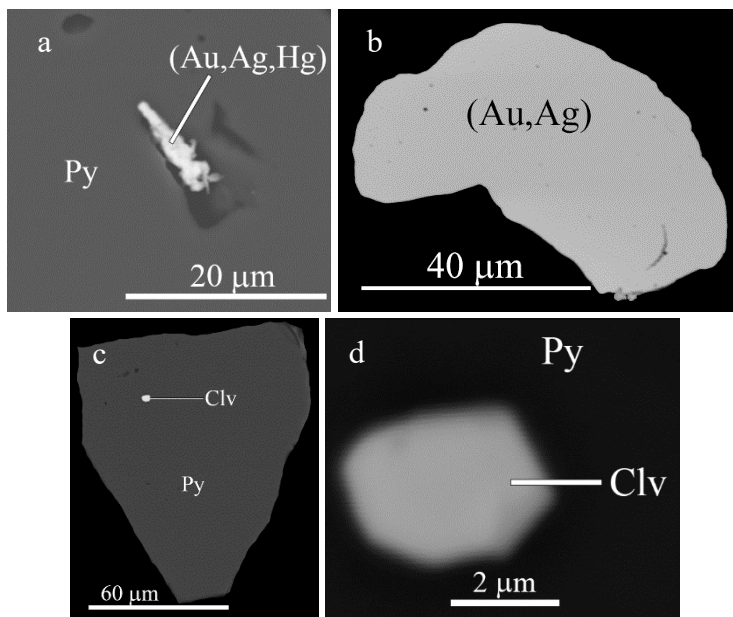


Рис. 1. Формы нахождения золота, полированный шлиф, BSE-фото.

Ссп - халькопирит, Gn - галенит, Py - пирит, (Au,Ag) – серебристое золото, (Au,Ag,Hg) – ртутистое золото; Clv - калаверит; а-с – включения самородного золота в сульфидах, d-f – свободные частицы самородного золота, g-h – включение теллурида золота в пирите (калаверит).

Отметим, что помимо самородного золота (Au,Ag) и (Au,Ag,Hg), обнаруженного в «тяжелом» концентрате гидросепарации (рис. 1), отмечены «тонкие» включения теллурида золота (ECD = 3 мкм), которое является калаверитом (рис. 1 – с, d). Адекватность этого минералогического артефакта иллюстрируется характерными кристаллографическими очертаниями минерала, соответствием состава стехиометрическому, а также результатами

работ предшественников. Средний химический состав калаверита (в мас. %): Au = 42.15, Te = 57.85 (n = 4).

На основе выявленных особенностей и характеристик минералов золота (его размера, формы выделений, химического состава) предложены варианты эффективной переработки: цианистое выщелачивание, с проведением восстановительной обработки раствором, состоящим из сульфита натрия в качестве восстановителя, с последующим отделением раствора от кека, который подвергают цианистому выщелачиванию [Лобанов и др., 2015].

#### **Список литературы:**

1. Войтеховский Ю.Л., Чернявский А.В., Басалаев А.А., Савченко Е.Э. Золото рудопоявления Кайралы: первые результаты / Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов. Труды Всероссийской с международным участием) научной конференции, посвященной 80-летию Кольского НЦ РАН. Апатиты, 26-29 сентября 2010 г. / Ред. Ю.Л. Войтеховский. Апатиты: Изд-во К&М, 2010. 228 с.
2. Государственный доклад о состоянии и использовании минерально-сырьевой базы Российской Федерации в 2022 году. Глав. ред. Тетенькин Д. Д., Петров Е.И. Москва, 2023. 640 с.
3. Гидравлический классификатор: пат. № 2281808, Российская Федерация, С1; заявл. 08.12.2004; опубл. 20.08.2006, Бюл. № 23. 7 с.
4. Гудков А. С., Минеев Г. Г., Жучков И. А. Оценка автоклавного окисления сульфидных концентратов применительно к последующему сульфит-тиосульфатному выщелачиванию благородных металлов // Вестник ИрГТУ. 2010. № 3. С. 84-90.
5. Кучерский Н. И. Современные технологии при освоении коренных месторождений золота. М.: Руда и металлы, 2007. 696 с.
6. Патент № 2541236. Способ извлечения золота из теллуридных руд и концентратов / Лобанов В.Л., Набиуллин Ф.М., Начаров В.Б., Филонов Н.А., Маковская О.Ю., Тимофеев Е.И.; Заявлено 23.04.2013. Опубликовано 10.02.2015. Бюл. № 4.
7. Спиридонов Э.М. Обзор минералогии в ведущих типах Au-минерализации / Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов. Труды Всероссийской с международным участием) научной конференции, посвященной 80-летию Кольского НЦ РАН. Апатиты, 26-29 сентября 2010 г. / Ред. Ю.Л. Войтеховский. Апатиты: Изд-во К&М, 2010. 228 с.
8. Ernawati R et al. Study of the optimization of gold ore concentration using gravity separator (shaking table): case study for LS epithermal gold deposit in Artisan Small scale Gold Mining (ASGM) Paningkaban, Banyumas, Central Java / 2018 IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci. 212 012019.
9. Lastra R. Pric J., Cabri L.J. et al. Gold characterization of a sample from Malartic East (Québec) using concentration by hydroseparator // Proc. International Symposium on the Treatment of Gold Ores, Calgary, Alberta // Eds. by G. Deschênes, D. Houdin, L. Lorenzen. 2005. – P. 17–29.
10. Travis J. M., Daniel W. K. Precious metal heap leach design and practice. In: SME Mining Engineering Handbook. Third Edition. 2011 Vol.1. Published 2011 by SME (1073).

## **МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГАББРОИДОВ МАССИВА СЫУМ-КЕУ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)**

***Т.Д. Шабутдинов<sup>1,2</sup>, А.А. Самигуллин<sup>1</sup>***

*<sup>1</sup>Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа*

*<sup>2</sup>Уфимский университет науки и технологий, Уфа*

*e-mail: timurgeolog11@gmail.com*

Сыум-Кеу – самый северный представитель полярноуральского офиолитовых массивов, расположенных в зоне Главного Уральского разлома (ГУР) на Полярном Урале. Его площадь достигает 600 км<sup>2</sup>. В длину массив протягивается на 60 км, его ширина составляет до 12 км [Шмелев, 1991]. В плане он имеет неправильно-серповидную форму с выпуклой частью, обращенной на запад. Сыум-Кеу, как и другие полярноуральские массивы (Рай-Из и Войкаро-

Сынбинский), В.Н. Пучков отнёс к надсубдукционной группе офиолитов, сформировавшихся в задуговых и междуговых окраинных бассейнах в ранне-, среднепалеозойское время [Пучков, 2010]. Располагаясь в зоне ГУР, массив Сыум-Кеу граничит на западе с метаморфическими породами Марункеуского комплекса и вулканогенно-осадочными породами няровейской свиты, на востоке – с габброидами Щучьинского синклиория [Гурская и др., 2004; Перевозчиков и др., 2007]. Массив состоит из 5 блоков: Щучьинского, Няропейского, Пусьерского, Сыумкеуского и Харчерузского [Шмелёв, 1991; Макеев, Брянчанинова, 1999; Гурская и др., 2004]. Из-за постепенного изменения минералогического состава провести четкую границу между представителями ультрамафитов не всегда является возможным. Поэтому при изучении внутреннего строения массива Сыум-Кеу породы выделяют в комплексы: лерцолит-гарцбургитовый, дунит-гарцбургитовый и дунит-верлит-клинопироксенитовый [Шмелев, 1991].

Минералогическая и петрографическая характеристика ультрамафитов массива Сыум-Кеу была дана ранее в нашей публикации [Шабутдинов, Савельев, 2024]. В данной работе будет рассмотрена минералогия и петрография габброидов восточной части массива, на границе с гнейсо-габбро-амфиболитами Малыкского комплекса [Добрецов и др., 1977].

В ходе работ 2023 года на массиве Сыум-Кеу нами суммарно было отобрано 65 образцов ультрамафитов и габброидов из Пусьерского, Хадатинского и Харчерузского блоков. Северные блоки (Няропейский и Щучьинский) оказались не опробованы из-за их труднодоступности. Из отобранных образцов ультрамафитов и габброидов изготавливались препараты для дальнейшего изучения. Шлифы были исследованы на петрографическом (ПОЛАМ-Р311) и сканирующем (Tescan Vega 4 Compact (Чехия) с анализатором Xplorer 15 (Oxford Instruments, Великобритания)) микроскопах в Институте Геологии УФИЦ РАН, г. Уфа. Из образцов, после дробления и истирания, изготавливались порошки, которые изучались с помощью рентгено-флуоресцентного анализа (РФА) также в Институте Геологии УФИЦ РАН, г. Уфа. Полученные данные минералогического, петрографического и геохимического составов, позволяют сказать, что габброиды представлены габбро-норитами, амфиболовыми и гранатовыми габбро. Пересчет химических анализов на безводный состав позволил провести расчет нормативного минерального состава, который в большинстве изученных проб соответствует габбро-нориту. Главными компонентами пород являются CaO, MgO, FeO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Породы обладают низким содержанием TiO<sub>2</sub> (0,3-1 мас.%) и Na<sub>2</sub>O (0,49-1,76 мас.%). На фоне всех изученных проб выделяется образец S-311, который по треугольной диаграмме нормативного минерального состава относится к габбро.

Породообразующие минералы габброидов представлены плагиоклазами, гранатами, амфиболами, ромбическими и моноклинными пироксенами. Также был встречен хлорит. Плагиоклаз в шлифах представлен зёрнами ксеноморфной формы, либо лейстами, имеющими в параллельных направлениях низкий рельеф с наблюдаемой системой спайности в одном, реже в двух, направлениях. Размер для зёрен ксеноморфной формы доходит до 1,1 мм, для лейст – до 0,1–0,15 мм. Плагиоклазы характеризуются повышенным содержанием CaO и по химическому составу относятся к анортиту. Единичный анализ попадает в пограничную зону между альбитом и олигоклазом. Пироксены, как и плагиоклазы, в шлифах представлены зёрнами ксеноморфной формы размером 0,4-1,1 мм, что обуславливает аллотриоморфнозернистую структуру габбро-норитов. Ромбический пироксен представлен высокожелезистой (Fs<sub>35-40</sub>) разновидностью – гиперстеном. Моноклиный пироксен по составу относится к диопсиду, реже – к высокожелезистому авгиту (Fs<sub>19-20</sub>). Амфиболы согласно классификационным диаграммам [Leake et al., 1997] соответствуют магнезиальной роговой обманке (Ca<sub>2</sub>[Mg<sub>4</sub>(Al,Fe<sup>3+</sup>)]Si<sub>7</sub>AlO<sub>22</sub>(OH)<sub>2</sub>), чермакиту (Ca<sub>2</sub>(Mg<sub>3</sub>AlFe<sup>3+</sup>)Si<sub>6</sub>Al<sub>2</sub>O<sub>22</sub>(OH)<sub>2</sub>) и ферро-чермакиту (Ca<sub>2</sub>(Fe<sup>2+</sup><sub>3</sub>AlFe<sup>3+</sup>)Si<sub>6</sub>Al<sub>2</sub>O<sub>22</sub>(OH)<sub>2</sub>).

Хлориты в габброидах представлены рипидолитом, пикнохлоритом и псевдотурингитом. Определение минералов группы хлорита проводилось с помощью калькулятора расчёта формул с последующим отображением на классификационной

диаграмме [Hey, 1954]. Нами были определены равновесные температуры кристаллизации хлоритов по геотермометру из работы [Cathelineau, 1988], все они попадают в узкий интервал значений 335–350 °С. Гранаты встречаются в шлифах в виде относительно крупных выделений размером 0,4–0,8 мм, а в образце S-318-1 их размеры достигают 1 см. По химическому составу гранаты относятся к альмандину ( $\text{Fe}^{2+}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ ) и гроссуляру ( $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$ ), что согласуется с более ранней характеристикой этих пород [Добрецов и др., 1977]

В качестве второстепенного минерала стоит отметить высокомагнезиальную разновидность оливина ( $\text{Fo}_{88}$ ), которая была встречена в образце S-313-2. Акцессорные минералы в габброидах представлены: ильменитом ( $\text{Fe}_2\text{TiO}_4$ ), маухеритом ( $\text{Ni}_{11}\text{As}_8$ ), миллеритом ( $\text{NiS}$ ), пентландитом ( $(\text{NiFe})_9\text{S}_8$ ), пиритом ( $\text{FeS}_2$ ), рутилом ( $\text{TiO}_2$ ), титаномагнетитом ( $\text{Fe}_2\text{TiO}_4$ ), халькопиритом ( $\text{CuFeS}_2$ ) и хизливудитом ( $\text{Ni}_3\text{S}_2$ ).

Полученные данные петрографического и минералогического состава габброидов в совокупности с рассмотренными ранее ультрамафитами дают комплексную характеристику вещественного состава массива Сыум-Кеу. В будущем, помимо геотермометров, планируется рассчитать геобарометры для оценки P-T условий формирования габброидов и наложенного на них метаморфизма.

*Исследования выполнены за счёт гранта РНФ №22–17–00019.*

#### **Список литературы:**

1. Гурская Л.И., Смелова Л.В., Колбанцев Л.Р. и др. Платиноиды хромитоносных массивов Полярного Урала. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2004. 306 с.
2. Добрецов Н.Л., Молдаванцев Ю.Е., Казак А.П. Казак. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. 220 с.
3. Макеев, А. Б., Брянчанинова, Н. И. Топоминералогия ультрабазитов Полярного Урала. СПб.: Наука, 1999. 252 с.
4. Перевозчиков, Б.В., Плотников, А.В., Макиев, Т.Т. Природа вариаций состава рудной и акцессорной хромшпинели ультрабазитового массива СыумКеу (Полярный Урал) // Известия вузов. Геология и разведка. 2007. № 4. С. 32–39.
5. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
6. Шабутдинов Т.Д., Савельев Д.Е. Минералого-геохимические особенности и условия формирования ультрамафитов массива Сыум-Кеу (Полярный Урал) // Вестник Академии наук Республики Башкортостан. 2024. №2. С. 20-31.
7. Шмелев В.Р. Гипербазиты массива Сыум-Кеу (Полярный Урал): структура, петрология, динамометаморфизм. Препринт. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 80 с.
8. Cathelineau, M., 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. Clay Miner. 23 (4), 471–485. <https://doi.org/10.1180/claymin.1988.023.4.13>.
9. Hey M.H. A new review of the chlorites // Min. Mag., 1954, V. 30. P. 277–292.
10. Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne W.C., Kato A., Kisch K.J., Krivovichev V.G., Lithout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.A., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. Nomenclature of amphiboles; report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association commission on new minerals and mineral names // Canadian Mineralogist, 1997, V. 35. P. 219–246.



## 4. ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ГЕОЭКОЛОГИЯ

### ИНДЕКС ПРОМЕРЗАНИЯ ПОВЕРХНОСТИ НА ОСНОВЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ДАННЫХ И РАСЧЕТОВ ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ ТРЕХСЛОЙНОЙ СРЕДЫ В ОБЛАСТИ ОПОЛЗНЕВОГО УЧАСТКА В ДОЛИНЕ Р. ВОРКУТА

*А.Н. Вихоть*

*Институт геологии имени академика Н.П. Юшкина Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар  
e-mail: vikhota.anna@mail.ru*

Примерно 50 % всей суши на планете подвержено циклическим процессам промерзания – оттаивания грунтов [Hugh, 2008; Tian, 2019], что, в первую очередь, обеспечено преобладанием холодного климата и средней температурой воздуха холодного периода ниже 0 °С. Среди различных климатических параметров, на Восточно-Европейской равнине на территории России преобладающим во влиянии на тепловой баланс геологической среды является температура воздуха [Шерстюков, 2008]. В инженерной геологии существует параметр «индекс промерзания поверхности» – расчетная величина, которая зависит от температуры воздуха и продолжительности холодного периода. Эта величина – один из главных показателей для оценки потенциала замерзания грунта в любых климатических условиях, а также является одним из важнейших параметров для оценки распределения сезонномерзлых и -талых грунтов и многолетней мерзлоты, являясь индикатором изменения климата. Формула Стефана является одной из первых, созданных для оценки глубины промерзания почвы и грунтов [Стефан, 1890]. Метод основан на термических свойствах грунтов и горных пород, температуре поверхности земли и воздуха и мощности снежного покрова, как слоя изоляции. Недавно Фроловым и др. был предложен метод расчета глубины промерзания, основанный на теплопроводности трехслойной среды (снежный покров – мерзлый грунт – талый грунт) с фазовым переходом на границе мерзлого и талого грунтов [Frolov, 2019]. Принято, что температура в каждой из трех сред изменяется линейно. Уравнение теплового баланса выглядит:

$$F_1 = cLV + F_2,$$

где  $F_1$  – отток тепла через замёрзший грунт и снежный покров от фронта промерзания в атмосферу ( $\text{Вт}/\text{м}^2$ );  $L$  – энергия фазового перехода ( $335 \text{ кДж}/\text{кг}$ ),  $V$  – скорость движения фронта промерзания ( $\text{см}/\text{с}$ );  $F_2$  – отток тепла на охлаждение талого грунта перед фронтом промерзания ( $\text{Вт}/\text{м}^2$ ).

Тепловой поток выражается по закону Фурье:

$$F_1 = -\lambda \frac{\Delta T}{\Delta x} = \frac{-T_{\text{возд}}}{\frac{h_c}{\lambda_c} + \frac{h_{\text{мг}}}{\lambda_{\text{мг}}}},$$

где  $T_{\text{возд}}$  – средняя температура воздуха, °С,  $h_c$  и  $h_{\text{мг}}$  – толщина снежного покрова и глубина промерзания горной породы, м,  $\lambda_c$  и  $\lambda_{\text{мг}}$  – теплопроводность снега и мерзлого грунта,  $\text{Вт}/\text{м}\cdot^\circ\text{С}$ .

Отток тепла на охлаждение талого грунта:

$$F_2 = \lambda_{\text{тг}} \frac{T_0}{10 - h_{\text{мг}}},$$

где  $\lambda_{\text{тг}}$  – теплопроводность талого грунта,  $\text{Вт}/\text{м}\cdot^\circ\text{С}$ ,  $T_0$  – температура отложений на глубине нулевых годовых колебаний, в методе принимается 10 м со значением 2°С, на начало холодного периода толщина мерзлого грунта принималась 0,005 м.

Расчеты проводились для площадки оползневого участка на территории г. Воркута в долине р. Воркута. Город находится в Арктической зоне в природной зоне южной тундры. Территория является частью голоценовой и голоценово-плейстоценовой криолитозоны и зоны прерывистого массивно-островного распространения многолетнемерзлых пород [Westerveld

et al., 2023]. Климат – субарктический. По данным на 2023 г., за 76 лет среднегодовая температура воздуха составляет  $-5,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ . За 2010-2020 гг. отмечен незначительный рост среднегодовой температуры воздуха, она составила  $-3,88^{\circ}\text{C}$ . Рост отражался в повышении средней температуры воздуха в течение холодного сезона с отрицательной среднесуточной температурой воздуха [Вихоть, 2024].

Вертикальное электрическое зондирование показало, что верхняя часть геологического разреза оползневого участка представлена четвертичными отложениями: сверху техногенные образования (tH) мощностью 0,4-3,0 м, представленные щебнем, дрсвой, галькой, гравием и включениями суглинка, далее до глубины 4,0–6,8 м ледниково–морские суглинки (gmE-lrg) с прослоями песков и супесей и существенным содержанием гравия и гальки в подошве [Гос. геол. карта, 2005]. До глубины 13-14 м залегают полускальные пермские отложения (P<sub>1-2</sub>lv<sub>2</sub>): переслаивание выветрелых, трещиноватых, глыбо–щебенистых песчаников, алевролитов, аржиллитов, углистых аржиллитов и углей. Далее следуют скальные породы.

Расчеты были проведены для площадки, прилегающей к бровке срыва оползня, где в верхней части разреза находятся техногенные грунты, и для склоновой части, где обнажены полускальные горные породы.

На рис. 1 рассчитанные глубины промерзания сопоставлены с индексами промерзания поверхности при среднегодовых температурах воздуха (табл. 1).

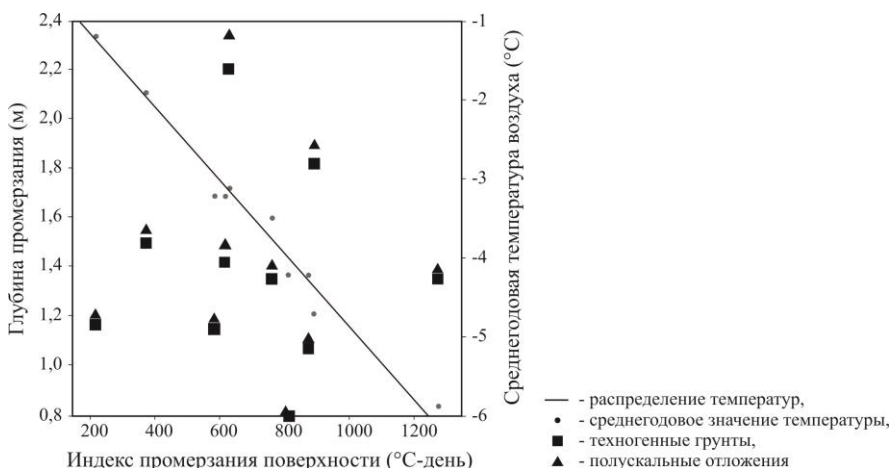


Рис. 1. Распределение рассчитанной глубины промерзания

Таблица 1.

Глубины промерзания грунтов и параметры промерзания поверхности

Период	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019
	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019	2020
$t_{\text{ср}}$ воздуха, $^{\circ}\text{C}$	-3,2	-3,2	-4,7	-5,9	-3,5	-1,9	-3,1	-4,2	-4,2	-1,2
Глубина промерзания техногенных грунтов, м	2,06	1,99	2,36	2,02	2,04	1,49	2,29	2,03	1,46	1,73
Глубина промерзания полускальных грунтов, м	2,23	2,16	2,57	2,17	2,20	1,58	2,49	2,18	1,52	1,83
Индекс промерзания воздуха	684,8	649,6	987,0	1416,0	847,0	414,2	703,7	974,4	898,8	243,6
Индекс промерзания поверхности	616,3	584,6	888,3	1274,4	762,3	372,8	633,3	877,0	808,9	219,2

За период наблюдений 2010-2020 гг. минимальные значения индекса промерзания получены в самый теплый год и многоснежный холодный период 2019-2020 гг. Максимальные

значения глубины промерзания наблюдались за период 2013-2014 гг., когда среднегодовая температура воздуха была минимальной и мощность снежного покрова имела среднее значение 0,45 м и максимальное 0,65 м. В целом, для обоих видов грунтов глубина промерзания растет пропорционально увеличению индекса промерзания поверхности. Глубина промерзания более выветрелых полускальных пород выше, чем у техногенных грунтов. Это объясняется тем, что полускальные породы обладают большей теплопроводностью, чем песчаные отложения, и более выветрены, что позволяет им задерживать в трещинах больший объем воды.

Натурные исследования, расчеты глубины промерзания грунтов, представление индекса промерзания поверхности показывают, что их представление имеет важное значение для оценки динамики активного слоя в ответ на изменения климата в последние десятилетия, в частности, для районов распространения островной и прерывистой мерзлоты на Восточно–Европейской равнине на территории России, где наблюдаются значимые коэффициенты корреляции температуры грунтов с температурой воздуха.

Работа выполнена в рамках темы государственного задания ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН «Глубинное строение, геодинамическая эволюция, взаимодействие геосфер, магматизм, метаморфизм и изотопная геохронология Тимано–Североуральского литосферного сегмента».

#### **Список литературы:**

1. Вихоть А.Н. Исследование оползневой процесс в условиях сезонномерзлых грунтов (оползневый склон долины р. Воркута) // Вестник МГСУ, 2024. Т. 19. Вып. 4. С. 606–617. DOI: 10.22227/1997-0935.2024.4.606-617.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Издание второе. Масштаб: 1:200000. Лист Q-41-V, VI (Воркута). 2005 г.
3. Шерстюков А.Б. Корреляция температуры почвогрунтов с температурой воздуха и высотой снежного покрова на территории России // Криосфера Земли, 2008. Т. XII. № 1. С. 79–87.
4. Frolov D.M. Calculation of ground freezing depth under bare and covered with the snow cover ground surface on the site of the meteorological observatory of Lomonosov Moscow State University for winter seasons of 2011/12–2017/18 // Environmental dynamics and global climate change, 2019. V. 10. Is. 2. P. 86–90. DOI:10.17816/edgcc21203.
5. Hugh A.L. Henry. Climate change and soil freezing dynamics: historical trends and projected changes // Climatic Change, 2008. V. 87. P. 421–434. DOI 10.1007/s10584-007-9322-8
6. Stefan J. Ueber die Theorie der Eisbildung, insbesondere über die Eisbildung im Polarmeere // Annalen der Physik, 1890. V. 278. Is. 2. 18:965.
7. Tian S., Liang T., Xianzhang L., Kong X., S. Li, D. Cai. Cyclic behaviour of coarse-grained materials exposed to freeze-thaw cycles: experimental evidence and evolution model // Cold Regions Science and Technology, 2019. V. 167. 167:102815. DOI 10.1016/j.coldregions.2019.102815
8. Westerveld L., Kurvits T., Schoolmester T., et al. Arctic Permafrost Atlas. Arendal. GRID–Arendal, 2023. 175 p.

### **ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОВЕРХНОСТНЫХ И ПОДЗЕМНЫХ КАРСТОВЫХ ФОРМ ПО ДАННЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ПРИМЕРЕ ОРДИНСКОЙ КАРСТОВОЙ ПЕЩЕРЫ**

***М. И. Гильманов, П. И. Бажутин, Р.Н. Петросян, С.В. Щербаков***

*Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь  
e-mail: m.gilmanov2000@yandex.ru*

**Общие сведения.** Ординская пещера находится на юго-восточном склоне Казаковской горы близ села Орда Пермского края. Казаковская гора имеет высоту до 60 м и относится к платообразным возвышенностям. Абсолютные отметки рельефа массива варьируются от 137,0 м (урез пруд на р. Кунгур) до 196,0 м [Кадебская О.И., Максимович Н.Г., 2016]. На

данный момент она является самой длинной в мире подводной пещерой в сульфатных отложениях [Кадебская, Максимович, 2009].

В тектоническом отношении участок расположен на пологом западном крыле Уфимского вала Восточно-Европейской платформы, ось которого погружается в северном направлении. Междуречье, где расположена пещера, относится к гидрогеологической области Уфимской макробрахиантиклинали, для которой характерен подтип режима умеренного питания подземных вод атмосферными осадками [Кадебская О.И., Максимович Н.Г., 2009].

В геоморфологическом отношении участок, примыкающий к пещере, относится к приподнятой равнине, умеренно расчлененной суходолами. Участок входит в Иренский район интенсивного развития карста в гипсах и ангидридах и граничит с востока с районом карбонатного карста сводовой части Уфимского плато [К.А. Горбунова и др., 1992].

Первое упоминание об Ординской пещере в литературе появилось в 1969 г. [Г.А. Максимович, 1969]. Пещерный лабиринт вытянут от входа в северо-западном и юго-западном направлении. Гроты пещеры вскрывают тюйскую, демидковскую, елкинскую, шалашнинскую, неволинскую и ледянопещерскую пачки иренского горизонта нижнего отдела пермской системы [Кадебская О.И., Максимович Н.Г., 2009].

В 2007 г. был составлен новый план Ординской пещеры (съемка Д. Осипова и др.), явившийся основой данного исследования.

**Методика и результаты исследований.** В пределах территории Ординской карстовой пещеры, были выполнены исследования, направленные на выявления закономерностей распределения поверхностных и подземных карстопроявлений.

В ходе исследований была выполнена маршрутная карстологическая съемка поверхностных карстовых форм. Всего на площади 0,5 км<sup>2</sup> (в границах участка исследования) зафиксированы 68 шт. поверхностных карстопроявлений, представленных воронками и понижениями. Из выделенных карстовых форм 62 шт. классифицированы как воронки и 7 шт. – понижения. Диаметры воронок изменяются от 3,0 до 110,6 м, в среднем составляют 21,1 м; диаметры понижений изменяются от 5,6 до 28,3 м, в среднем составляют 12,4 м.

На исследуемой территории в основном встречаются сухие карстовые воронки и понижения. Практически все карстовые формы задернованы, поросли травянистой растительностью, по бортам произрастают кустарники и деревья. Обнажения коренных карстующихся пород, а также дисперсных грунтов по откосам и бортам понижений и воронок были встречены в 10% случаях.

В ходе полевых исследований были выполнены электроразведочные работы методом групповых зондирований (аналог электротомографии) в количестве 4 профилей. Профиль представляет собой 48-электродную установку, с шагом между электродами 10 м. Для каждого электрода определены кажущиеся сопротивления (КС) по глубине и построены соответствующие карты и разрезы, отображающие общий характер распределения электрических сопротивлений с глубиной.

Для каждой точки локализации электродов определены средние значения КС выше и ниже глубины залегания кровли карстовой пещеры, а также определены расстояния до ближайших карстопроявлений от каждого электрода и значения их диаметров. В результате, построен график зависимости средних значений КС ниже глубины залегания пещеры и средних диаметров карстовых форм (рис. 1).

При рассмотрении данного графика наблюдается зависимость уменьшения диаметра карстовых воронок с ростом значений КС. Данная зависимость может быть обоснована тем, что низкие значения КС по результатам геофизических исследований, указывают на повышенную концентрацию зон дробления в толще карстового массива, что в свою очередь, говорит о высокой аккумуляционной емкости карстующейся толщи (способность закарстованных пород принимать и аккумулировать несвязные и раздробленные связные вышележащие грунты). Для таких участков характерна наибольшая частота образования новых провальных форм, которые характеризуются более высокими значениями

морфометрических параметров.

Аналогичный график распределения построен для средних значений КС выше глубины залегания кровли пещеры (мощность толщи перекрывающих отложений) и средних диаметров ближайших поверхностных карстовых форм (рис. 2).

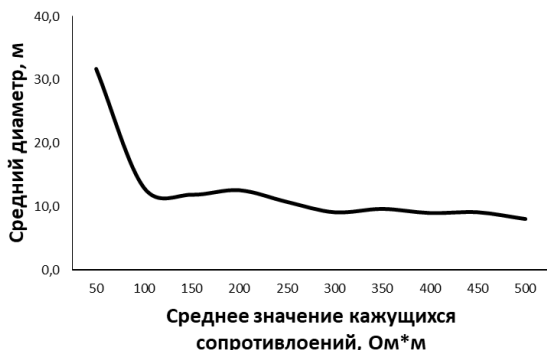


Рис. 1. График зависимости средних диаметров карстовых форм от значений кажущихся сопротивлений ниже глубины залегания пещеры

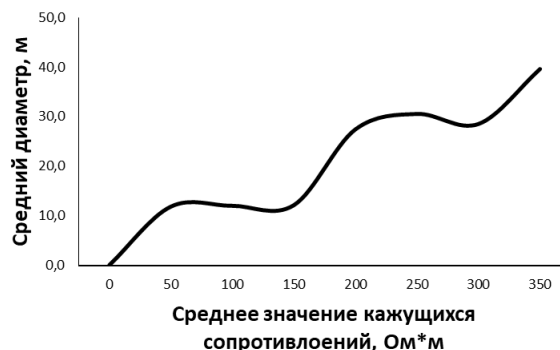


Рис. 2. График зависимости средних диаметров карстовых форм от значений кажущихся сопротивлений выше глубины залегания пещеры

На данном графике наблюдается тенденция роста диаметра карстовых воронок с увеличением КС в надпещерной толще. Повышенные значения КС могут быть связаны с увеличением глубины залегания карстовой пещеры и наличием в разрезе более плотных пород. Выявленная тенденция полностью коррелируется с глубиной заложения пещеры (мощностью перекрывающей толщи) (рис. 3).

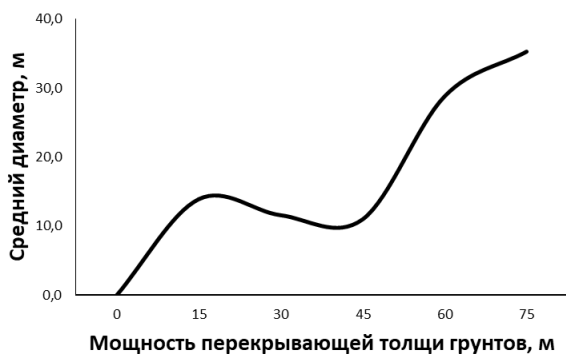


Рис. 3. График зависимости средних диаметров карстовых форм от мощности перекрывающей толщи и

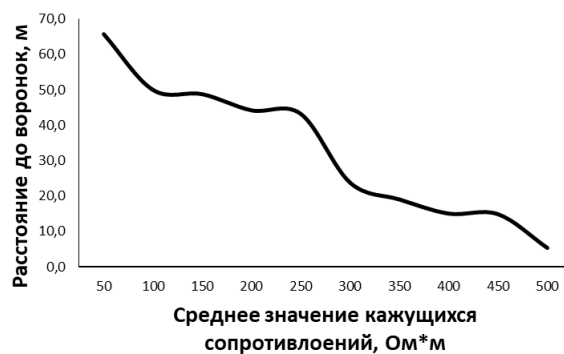


Рис. 4. График зависимости расстояния до ближайших карстопроявлений (воронок) от значений кажущихся сопротивлений ниже глубины залегания пещеры

Данная зависимость указывает на то, что с ростом мощности перекрывающей толщи карстующихся пород, возрастает вероятность развития более глубоких и обширных по размерам карстовых деформаций на поверхности земли.

В дополнение к выявленным взаимосвязям, был построен график зависимости средних значений кажущихся сопротивлений ниже залегания пещеры и расстоянием до ближайшей поверхностной карстовой формы, представленный на рисунке 4. График свидетельствует о том, что при уменьшении значений КС в скальных грунтах ниже карстовой пещеры, снижается плотность карстопроявлений на исследуемой территории.

Таким образом, по полученным результатам в ходе исследований в пределах



Ординской пещеры, можно сделать вывод – низкие сопротивления по результатам геофизических исследований, указывают на высокую вероятность наличия в карстовом массиве зон дробления и трещиноватости, которые в свою очередь способствуют образованию провалов с большими значениями их морфометрических параметров, при этом вероятность их образования снижается.

#### **Список литературы:**

1. Горбунова К.А., Андрейчук В.Н., Костарев В.П., Максимович Н.Г. Карст и пещеры Пермской области / Перм. гос. ун-т. Пермь, 1992. 200 с.
2. Кадебская, О.И., Максимович Н.Г. Ординская пещера как географический феномен мирового значения // Географический вестник, Пермь, 2016.
3. Кадебская, О.И., Максимович Н.Г. Геологические, гидрогеологические и гидрогеохимические предпосылки формирования Ординской пещеры // Пещеры: межвуз. сб. науч. тр. Пермь, 2009. Вып. 32. С. 11-22
4. Максимович Г.А. Пещеры гипсового карста // Пещеры: межвуз. сб. науч. тр. Пермь, 1969. Вып. 7(8). С. 5-29

## **ОЦЕНКА И ПОСТРОЕНИЕ КАРТ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ТЕРРИТОРИИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МАЛОГО КАВКАЗА**

***Г.А. Мкртчян***

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

Представленная работа относится к оценке и картированию сейсмической опасности территории юго-восточной части Малого Кавказа. Исследуемая территория с географическими координатами  $39.0^{\circ}\text{N}\div 40.5^{\circ}\text{N}$  и  $44.35^{\circ}\text{E}\div 47.10^{\circ}\text{E}$  расположена в центральном сегменте Средиземноморской складчатой активной зоны (Анатолия–Кавказ–Северный Иран), в зоне коллизии, которая образовалась в результате столкновения Аравийской плиты с Евразией.

Сейсмическая опасность территории юго-восточной части Малого Кавказа оценена по результатам сейсмологических, тектонических и сеймотектонических детальных исследований, выполненных на исследуемой территории и сопредельных регионах в масштабе 1:200 000.

Анализируя детальные исследования по направлению сейсмичности, оценкой сейсмической опасности, их методологические подходы и современное состояние в регионе, для выполнения представленной работ выбрана широко применяемая в мировой практике вероятностно-детерминированная методология оценки сейсмической опасности, который позволяет определить широкий спектр сейсмических воздействий в произвольной части исследуемой территории [1,3,5].

Согласно этой методологии на первых двух этапах исследований последовательно создаются сеймотектоническая модель исследуемой территории с оценками сейсмических потенциалов отдельных элементов этой модели и модель сейсмического воздействия от возникновения максимально возможных землетрясений.

***Сеймотектоническая модель.*** На основе комплексного анализа системы активных разломов и сейсмичности исследуемой территории выделены зоны возникновения очагов землетрясений (ВОЗ), построена сеймотектоническая модель в масштабе 1:200000, оценены сейсмические потенциалы  $M_{\max}$  основных элементов этой модели по комплексу сейсмологических и геолого-тектонических методов [2].

**Модель сейсмического воздействия.** Сейсмологические и геологические параметры основных структурных элементов этой модели позволяют в качестве модели сейсмического воздействия применять эмпирические соотношения (1) количественных параметров колебаний грунта с параметрами очагов землетрясений и строения среды

$$a=f(M,R) \quad (1)$$

Такой подход позволяет получать более дифференцированные значения колебаний грунтов, по сравнению с методом перехода от карты балльности к параметрам колебаний грунта (2) с помощью инструментальных шкал интенсивностей

$$a=f(I) \quad (2)$$

Основными количественными параметрами принято считать  $a_{\max}$ ,  $V_{\max}$ ,  $d_{\max}$  – амплитуды ускорений, скоростей и смещений колебаний почвы. В практике инженерных расчетов наиболее употребляемой величиной является  $a_{\max}$  – максимальная амплитуда ускорения колебания грунта. Исходя из этого для выбора модели сейсмического воздействия исследуемой территории рассматривались многие существующие эмпирические соотношения, связывающие максимальные ускорения с магнитудами и расстояниями. В дальнейшем были подобраны и детально проанализированы наиболее употребляемые и приемлемые к сеймотектоническим условиям исследуемой территории следующие соотношения максимальных единичных горизонтальных ускорений: - Бур-Джойнера, К. Садиha, К. Кэмпбелла - А. Бозорджия, Ф.Аптикаева и В.Цтейнберга [4,6].

В результате сравнительного анализа этих соотношений в качестве оптимальной модели затухания сейсмического воздействия выбрана модель К. Кэмпбелла-А. Бозорджия [4,6].

Она адекватно отражает сеймотектонические условия исследуемой территории, рассчитана для зоны коллизии, учитывает виды кинематических движений, произошедших в очаге (сброс, сдвиг, скольжение) и грунтовые условия. По модели К. Кэмпбелла-А. Бозорджия, значение максимального ускорения колебаний грунта PGA рассчитывается по формуле (3)

$$\ln(PGA) = a + bM_w + d \ln \{ R^2 + [h_1 \exp(h_2 \cdot M_w)]^2 \}^{0.5} + (h_3 - h_4 \cdot \ln r) \cdot F + (c_1 - c_2 \ln r) S_{sr} + (c_3 - c_4 \ln r) \cdot Shr, \quad (3)$$

где  $a, b, d, h, F, c, S$  - коэффициенты, учитывающие как виды кинематических движений, возникших в очаге (сброс, сдвиг, скольжение), так и грунтовые условия исследуемой территории [6].

PGA - ускорение колебаний грунта, выраженное в частях  $g$ .

R - гипоцентральное расстояние,  $M_w$  - моментная магнитуда.

F - коэффициент учитывающий виды кинематических движений в очаге,

Shr и Ssr - коэффициенты учитывающие категории грунта.

**Оценка сейсмической опасности.** На основе вышеуказанной сеймотектонической модели территории юго-восточной части Малого Кавказа и по выбранной модели сейсмического воздействия К. Кэмпбелла-А. Бозорджия проведена оценка и картирование сейсмической опасности в масштабе 1:200000. В качестве критерий оценки сейсмической опасности выбрано ускорение горизонтальных колебаний грунта (PGA) в долях  $g$ . Для построения карты сейсмической опасности применена программа MapInfo в пакете GIS.

Максимальные значения горизонтального ускорения (PGA) картировались с шагом 0,05, за исключением зон сейсмогенных разрывов, на которых отмечались максимальные расчетные величины PGA. На рисунке 1 показана карта районирования сейсмической опасности исследуемой территории.

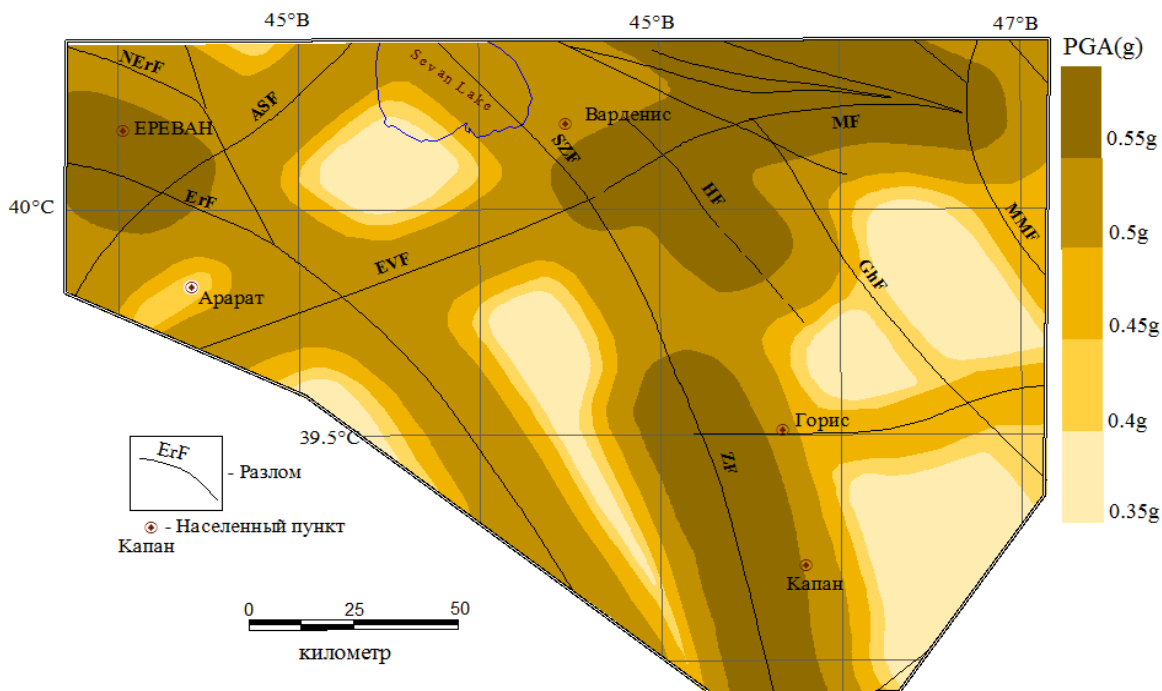


Рис.1. Карта районирования сейсмической опасности исследуемой территории

По своему содержанию эта карта детерминированная и отражает величины максимальных единичных горизонтальных ускорений на сейсмогенных структурах при возникновении максимальных землетрясений ( $M_{\max}$ ).

На исследуемой территории выделены пять различных зон сейсмической опасности со максимальными количественными значениями горизонтального ускорения  $PGA = 0,35g, 0,4g, 0,45g, 0,5g$  и  $0,55g$ .

Анализ карт районирования сейсмической опасности юго-восточного части Малого Кавказа, показывает, что наибольшую величину горизонтальных ускорений колебаний грунта  $PGA = 0,55g$  следует ожидать в северной части исследуемой территории в Мравской (MF), в западной части Ереванской (сегмент ErFI) и в южной части Зангезурской (ZF) сейсмогенных зонах, сейсмический потенциал которых оценена  $M_{\max} = 7,5$  (рис. 1).

#### Список литературы:

1. Аптикаев, Ф.Ф & Эртелева, О.О. Теория и практика детального сейсмического районирования. Часть 1. Методические основы ДСР. //Природные и техногенные риски, безопасность сооружений. Ж. №: 3 (58), 2022 С.- 18-25.
2. Карапетян Дж.К., Мкртчян Г.А., Гедакян Э.Г., Саакян Б.В. Выделение сейсмогенных зон территории юго-восточной части малого кавказа и оценка сейсмического потенциала. Сборник статей XI Всероссийской молодежной конференции «Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий», 2023 г. - Москва: Изд.«Перо», с.16-21.
3. Шебалин П.Н., Гвишиани А.Д., Дзебоев Б.А., Скоркина А.А.. Почему необходимы новые подходы к оценке сейсмической опасности?. //Доклады Российской Академии Наук. Науки о земле, 2022, том 507, № 1. С. 91–97.
4. Штейнберг В.В., Сакс М.В., Аптикаев Ф.Ф. и другие. Методы оценки сейсмических воздействий. (1993), РАН, М.-92с.
5. Уломов В.И. Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии.. Том 1. М.: ИФЗ РАН. 1993. 303 с. и Том 2-3. М.: ОИФЗ РАН. 1995. 490 с.
6. Campbell, K. W., Bozorgnia, Y., "NGA Ground Motion Model for the Geometric Mean Horizontal Component of PGA, PGV, PGD and 5% Damped Linear-Elastic Response Spectra for Periods Ranging from 0.01 to 10 s, // Earthq. Spectra, Vol. 24, 2008, pp. 139–171.

## 5. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБРАЗОВАНИЕ В ШКОЛАХ, СРЕДНИХ И ВЫСШИХ УЧЕБНЫХ ЗАВЕДЕНИЯХ, ПРОПАГАНДА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗНАНИЙ

**ЗАВАРИЦКИЙ АЛЕКСАНДР НИКОЛАЕВИЧ –  
ПЕРВЫЙ АКАДЕМИК БАШКОРТОСТАНА**

*К.А. Сначёва, Е.И. Щербакова*  
МАОУ Центр образования № 40, г. Уфа, Россия,  
e-mail: snachevaka@rambler.ru

Заварицкий Александр Николаевич родился 14 марта 1884 года в дворянской семье уфимцев Николая Александровича и Ирины Ильиничны. Николай Александрович (1837-1922 г.) был мировым судьей и был женат на дочери дьяка Ирине Ильиничне Филаретовой (1854-1936 гг.) [Буторина, 1999]. А.Н. Заварицкий с золотой медалью окончил Уфимскую правительственную мужскую гимназию. По окончании гимназии поступил в Санкт-Петербургский горный институт на геологический факультет которое блестяще закончил в 1909 году, получив звание горного инженера. По окончании института был оставлен там ассистентом и вел занятия на кафедре рудных месторождений и петрографии.

Научную деятельность А.Н. Заварицкий начал на Южном Урале в 1911 г., приступив к изучению горы Магнитной, где им была детально изучена геология района. По материалам работ по горе Магнитной была защищена диссертация. В последствии был избран профессором горного института. В 1922-24 гг. вышла его трехтомная монография «Гора Магнитная и ее месторождения железных руд», где была выдвинута новая гипотеза происхождения железных руд (рис. 1). С 1910 по 1942 гг. провел геологическую съемку Ильменских гор, которая до сих пор является основным документом для геологов и петрографов.

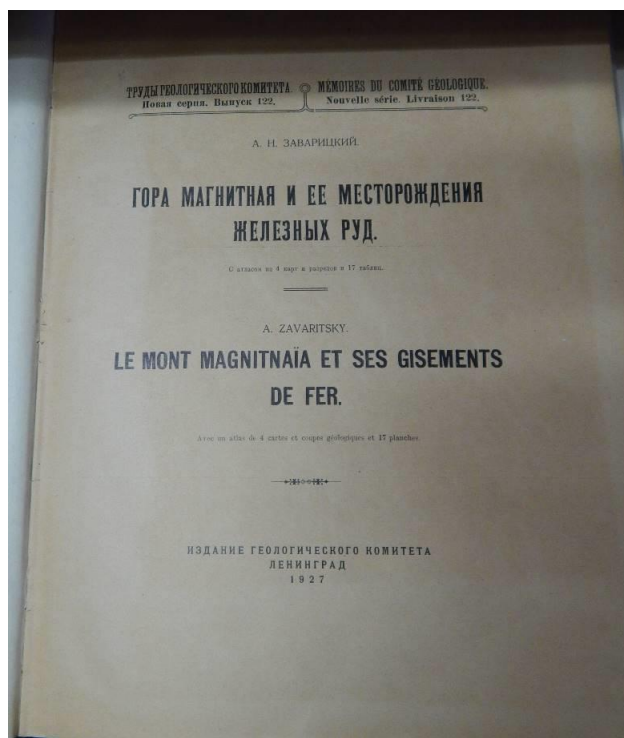


Рис. 1. Книга А.Н. Заварицкого «Гора Магнитная и ее месторождения железных руд»

В своих трудах А.Н. Заварицкий отмечал, что медно-колчеданные месторождения на Урале открывали по «железным шляпам», представленными зоной окисления первичных сульфидных рудных тел. Новые идеи Заварицкого о колчеданных месторождениях Урала распространялись и на геологии Кавказа, Алтая. А.Н. Заварицкий разработал метод анализа состава горных пород с помощью диаграмм, показывающих особенности их химизма, чем положил начало развитию петрохимии. А.Н. Заварицкий был почетным членом Российского минералогического общества, действительным членом Московского общества испытателей природы, Географического общества и Международного общества геологов, Гавайской ассоциации исследования вулканов. В процессе своей научной и педагогической деятельности академик создал большую школу петрографов и исследователей месторождений полезных ископаемых. За свои достижения в науке А.Н. Заварицкий удостоился ряда престижных государственных наград. Свою последнюю экспедицию Александр Заварицкий совершил на Урал на шестьдесят девятом году жизни. На обратном пути он тяжело заболел и 23 июля 1952 года скончался во время операции. Похоронен на Новодевичьем кладбище в Москве.

В честь А.Н. Заварицкого было названо множество объектов на карте, таких как: 1. Улица Академика Заварицкого г. Уфа. 2. Институт геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург) имени А.Н. Заварицкого. Был основан в 1939 году по инициативе академика А.Е. Ферсмана. По ходатайству члена-корреспондента Академии наук Святослава Нестеровича Иванова ему было присвоено имя А.Н. Заварицкого в 1970 г. 3. Редкий минерал заварицкит ( $\text{BiOF}$ ). Заварицкит – минерал серого цвета, с жирным либо полуметаллическим блеском; непрозрачный, лишь незначительно просвечивает в очень мелких зёрнах (рис. 2). Заварицкит встречается крайне редко [Святловский, 1986].



Рис. 2. Гора Шерловая и новый минерал Заварицкит



4. Вулкан Заварицкого на острове Симушир (рис. 3). Он имеет в своём составе три кальдеры 3, 8, и 10 километров в диаметре. Внутри кратера имеется озеро вулканического происхождения Бирюзовое, его глубина составляет порядка 70 метров. У подножия вулкана расположено озеро Вулканическое. В XX веке вулкан Заварицкого извергался дважды. Первое извержение, как было выяснено по лавовым осадкам, произошло где-то между 1916 и 1931 годами. В результате этого в северной части вулканического озера образовался маленький остров. Во второй раз извержение произошло в 1957 году, оно значительно сократило размеры озера.



Рис. 3 Расположение и фотографии вулкана, названного в честь А.Н. Заварицкого

5. Скалы им. А.Н. Заварицкого на острове Галля. Остров Галля расположен в юго-восточной части архипелага Земля Франца-Иосифа и является одним из крупных его островов. Остроконечные скалы мыса – останцы – знамениты тем, что они являются первой сушей архипелага, которую увидели с судна члены австро-венгерской экспедиции на судне "Тегеттгоф" 30 августа 1873 года. Высадиться участники экспедиции тогда не смогли, однако этот день считается днем открытия архипелага. Территория покрыта песчано-каменистым грунтом, в его южной части находятся две остроконечные скалы. От мыса, вглубь острова, тянутся горы Заварицкого.

6. В конце XX века в общегеологической литературе появился термин «зона Заварицкого–Вадати–Беньофа» – глубинная тектоническая зона на стыке Евразийского материка и Тихого океана. Эти зоны – места, где океаническая кора погружается в мантию (рис. 4). К ним приурочено большинство землетрясений и множество вулканов.

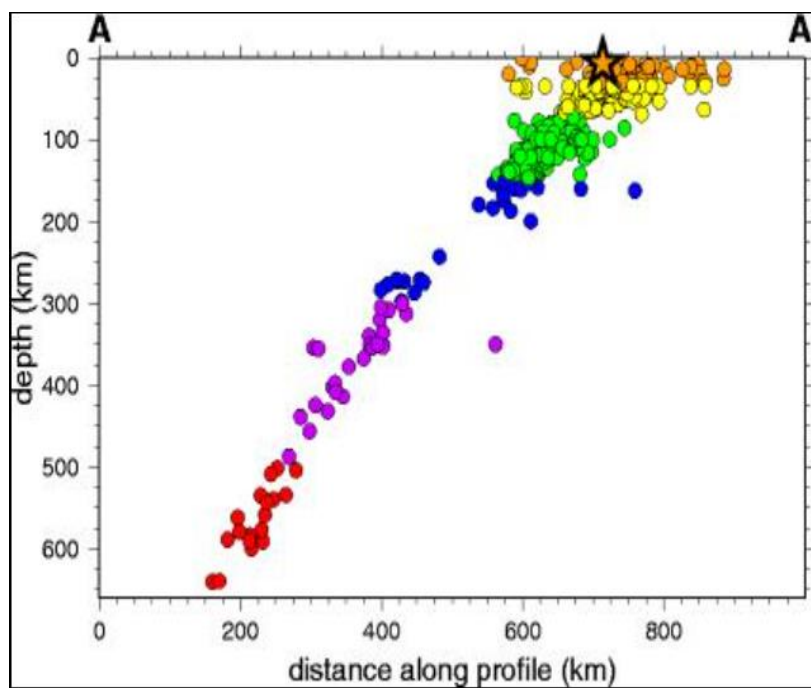


Рис. 4. Сечение сейсмичности зоны субдукции Курильских островов (точками показаны эпицентры землетрясений).

Александр Николаевич Заварицкий провел большое количество исследований, позволивших открыть многочисленные месторождения полезных ископаемых – от золота, платины и вольфрама до урана, природного газа и термальных источников. Его интересы по изучению нашей планеты были просто безграничны, и даже современным геологам есть чему поучиться у великого советского ученого с башкирскими корнями.

Установление в Уфе памятника Александру Заварицкому и присвоение его имени одной из улиц города было достойной данью благодарности первому академику Башкортостана за все сделанное им для республики и страны.

Александр Николаевич — эпохальная личность. Прожил 68 лет, но жизненный путь его измерен не годами, а неимоверно большими делами. Наш земляк, будучи еще гимназистом, затем студентом, выбрал свой путь в науке и прошел по нему, никуда не сворачивая. Всю жизнь Александр Заварицкий следовал девизу, начертанному на знамени Горного института: «Усердие к услуге Отечеству и пользе онаго Любовь».

#### Список литературы:

1. Буторина Л.А. Некоторые сведения из истории рода Заварицких // Ежегодник 1998 / Рос. АН. Урал. отд-ние. Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого. 1999. С. 261-262.

2. Святловский А.Е. А.Н. Заварицкий – основоположник дистанционных исследований вулканов СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 1. С. 138-139.

## **ПРОИСХОЖДЕНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД БЛИЗ СЕЛА ТЕМЯСОВО**

***К.Н. Галимова***

*МОБУ лицей села Булгакво, Детское объединение геошкола «Алтынтау»*

*e-mail: galimovakamilla631@gmail.com*

Целью моей работы в детском объединении геошкола «Алтынтау» было изучение происхождения метаморфических пород вблизи села Темясово.

Для достижения этой цели необходимо было поэтапно решить следующие задачи:

- собрать информацию о метаморфических породах;
- собрать информацию о геологическом строении района села Темясово;
- выполнить макроскопическое описание отобранных образцов;
- провести петрографическое описание шлифов, изготовленных из пород участка;
- по результатам анализа сделать вывод об условиях их формирования.

Методика включала:

- описание образцов пород, их текстурных характеристик;
- описание шлифов под оптическим микроскопом;
- отбор образцов с заполнением этикетки и упаковкой;
- анализ результатов и подведение итогов

Объект расположен в Баймакском районе Республики Башкортостан, на удалении до 4,0 км западнее с. Темясово.

Отобранные образцы принадлежат Максютовскому метаморфическому комплексу хребта Уралтау.

В структурно-тектоническом плане район изучения приурочен к восточному крылу Уралтауского антиклинория. Район работ сложен метаморфическими образованиями Максютовского и Суванякского комплексов зоны Уралтау. До сих пор нет единого мнения о возрасте и условиях образования метаморфических пород Уралтау. Ряд авторов традиционно с 60х годов XX века относят к рифею-венду. Другие авторы (Пучков В.И., Князев Ю.Г. и др.), на основе находок конодонтовой фауны в мраморах, относят их к ордовику-нижнему девону [Атлас Республики Башкортостан, 2005; Козлов и др., 2002; Пучков, 2010].

Граница между метаморфическим комплексом и вулканическими породами слагающими Магнитогорский синклиний проходит близ села Темясово. Граница между ними проходит по крупнейшему разлому Урала - главному Уральскому разлому.

Изучаемые образования относятся к галеевской свите Максютовского комплекса. (Максютовской серии). На рисунке 1 приводится разрез проявления плитчатых слюдистых кварцитов.

Максютовская серия сложена кристаллосланцами плагиоклаз-гранат-глаукофановыми, плагиоклаз-гранат-слюдисто-глаукофановыми, глаукофан-слюдисто-плагиоклазовыми, слюдисто-кварцевыми, кварцево-слюдистыми, графито-кварцевыми, графит-слюдисто-кварцевыми с прослоями пироксен-гранат-глаукофановых пород, кварцитами слюдистыми и графитистыми.

Эклогиты (пироксен-гранат-глаукофановые породы) представлены голубовато-серыми и темно-зелеными породами массивными или сланцеватыми с крупными кристаллами темно-красного граната.

Магнитогорский синклиниорий сложен ордовикско-девонско- карбоновыми отложениями. Среди которых резко преобладают вулканогенные породы – базальты, андезиты. Эти толщи формировались в условиях океанического дна и островных вулканических дуг.

Образец 1 (рис. 2 -1,2) – слюдястый кварцит, порода имеет желтый цвет, на свежем изломе с зеленоватым оттенком. Зерна в размере 1мм. Порода твердая, плитчатая (рис. 2), в породе находятся чешуйки слюды (мусковит), блеск слюды стеклянный. Текстура тонко полосчатая на свежем сколе, толщина слоя 1-3 мм. Слоистость обусловлена присутствием слюды и гидроксидов железа. Состоит порода из кварца, слюды (мусковит).

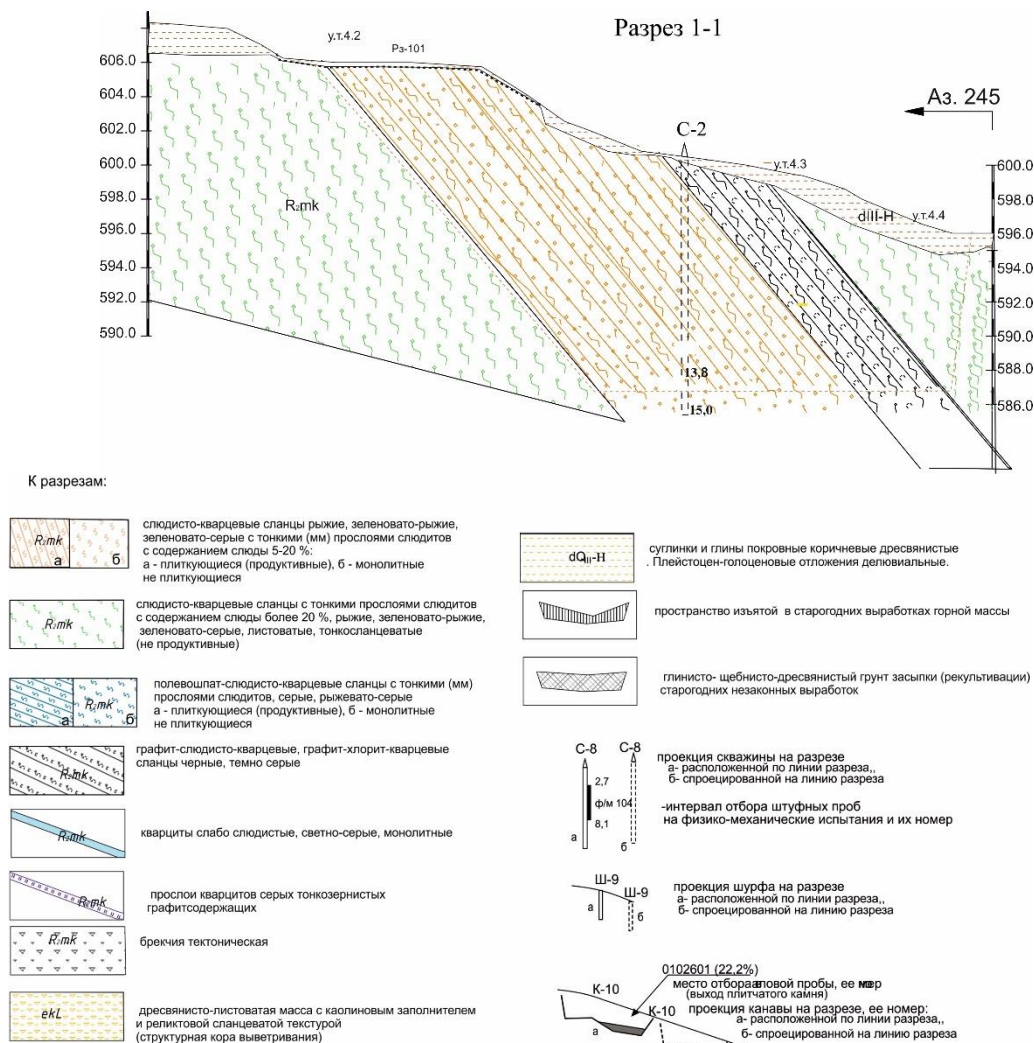


Рис. 1. Разрез проявления плитчатых слюдястых кварцитов, по [Галимов, Кадырбаков 2022]

Образец 2 (рис. 2 - 3,4) – песчаник, порода пятнистая, крупные красные- мясистые пятна на белом фоне с постепенными переходами. Порода твердая. Состоит преимущественно из зерен кварца. Текстура породы – псаммитовая. Зерна четко видны округлые. Преобладают мелкие зерна размером 0,2-1 мм. Среди них фиксируется крупные зерна размером 1-2 мм, распределены они струйками. Красная окраска не совпадает со слоистостью.

Образец 3 (рис. 2 - 5) – углеродисто слюдястый-кварцевый сланец, порода имеет черный цвет с нотками ржавчины, в породе содержатся мелкие чешуйки слюды размером 0,4мм, блеск у слюды стеклянный. Слюда распределена по плоскостям. Порода плитчатая, но поверхность на пластовании бугорчатая, состоит из черного углеродистого вещества, кварца, слюды.



Шлиф 1 (рис. 1) песчаник кварцевый, текстура псаммитовая. Видно хорошо окатанные кварц редкие зерна полевого шпата. Зерна размером 1- 3 мм. Есть вытянутые зерна. Между зернами поровый цемент кальцита.

Шлиф 2 (рис. 2) кварцитовидный песчаник, состоит из кварца, полевого шпата и микроклина, текстура псаммитовая. Видно перекристаллизацию между зернами, зерна уже не такие округленные, они вдавленные, их формы кривые, зигзагообразные. На зернах кварца фиксируются каемки регенерации, сложенные новообразованным кварцем. Размерность зерен 2-4 мм.

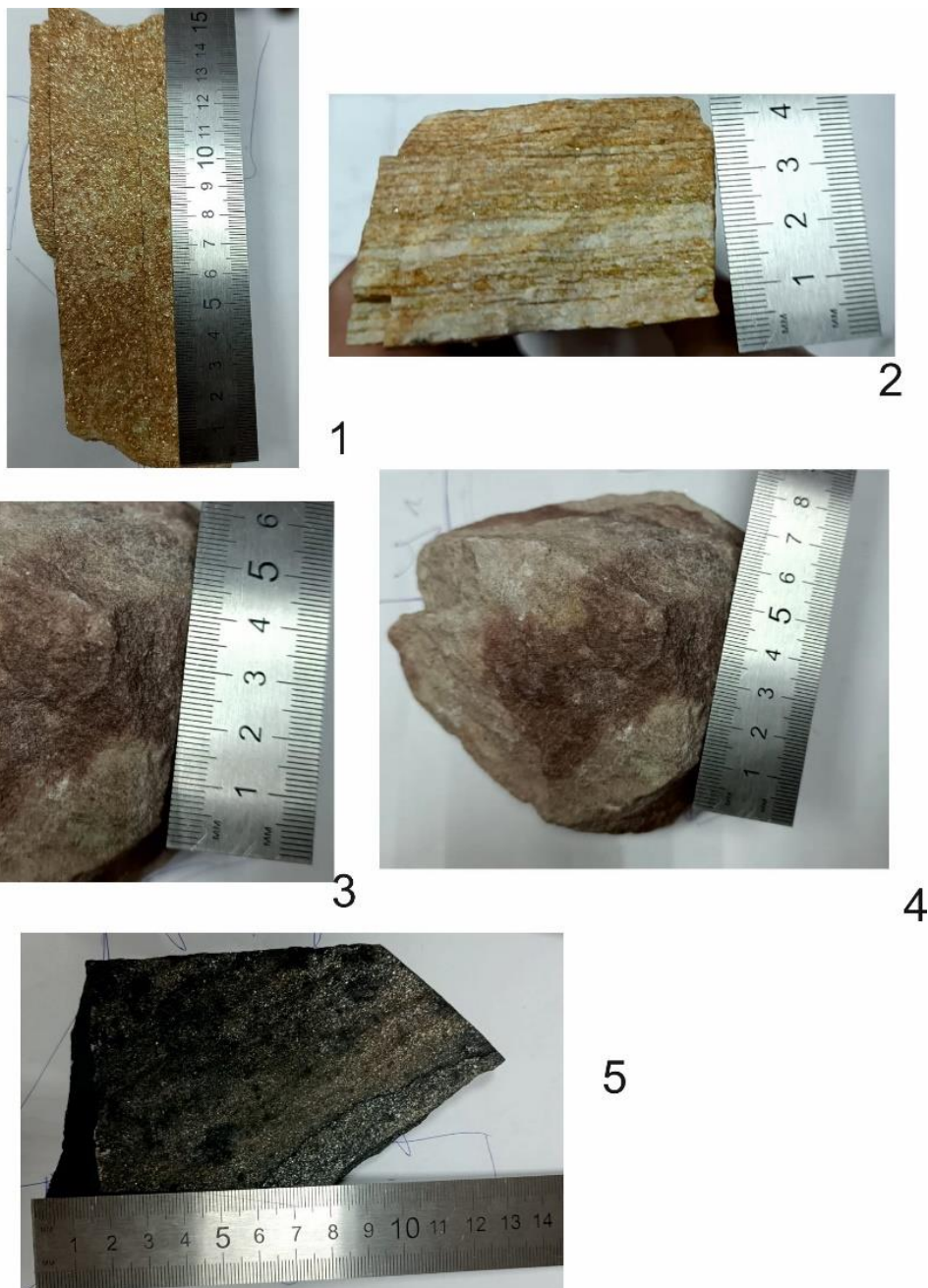
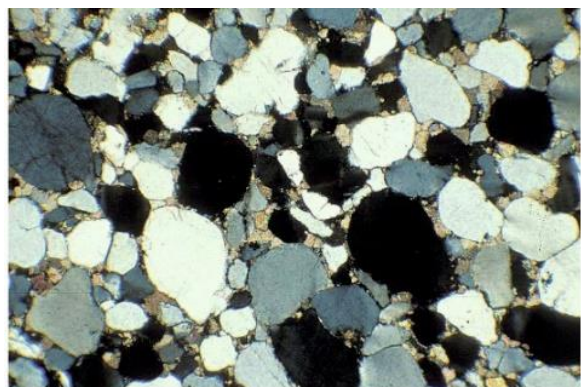


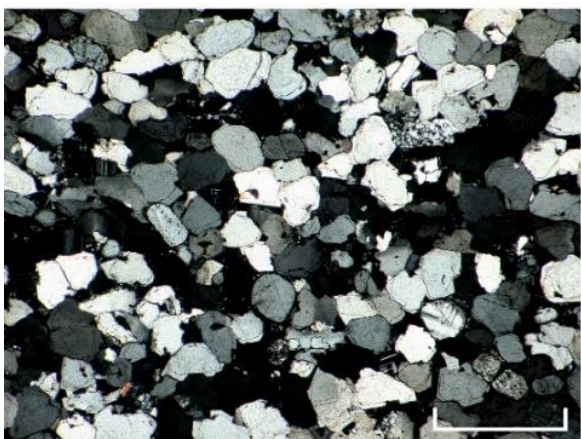
Рис. 2 Фотографии сланцев Максютовского комплекса и «первичных пород»

Примечание: 1, 2 – слюдистые кварциты по плитчатости (1) и поперек плитчатости, 3, 4 – песчаники девона (близ села Архангельское), 5 – углеродисто слюдистые сланцы Максютовского комплекса.





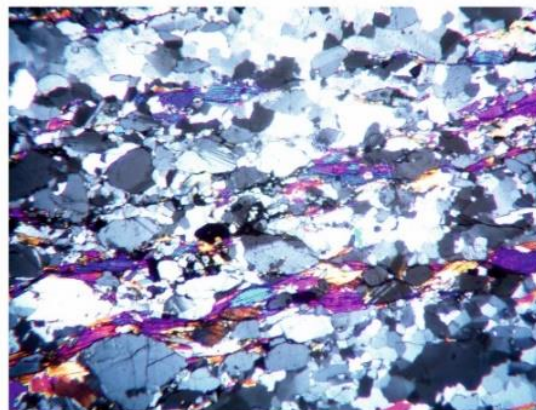
1)



2)



3)



4)

рис. 2 Фото шлифов песчаников 1, 2, кварцитов, 3 - аргиллитов и 4- слюдистых кварцитов Максютковского комплекса

Рис. 3. Фотографии шлифов сланцев, песчаников: 1 – песчаник с окатанными зернами (девон), 2 – песчаник с признаками перекристаллизации (ордовик), 3 – аргиллит (юра), 4 – слюдистые кварциты Максютковского комплекса.

Шлиф 3 (рис. 3) аргиллит. Мы видим почти все черным, без выделения зерен (их не видно).

Шлиф 4 (рис. 4) слюдистый кварцит. Порода состоит из кварца и слюды, видны единичные зерна полевого шпата. Текстура полосчатая из-за чешуек слюды. Зерна кварца и полевого шпата размером 1-8 мм. Видно, что границы зерен зигзагообразные, перекристаллизованные. Распределение зерен их размеры очень похожи на псаммитовую текстуру. Видны выделения слюды (мусковит), размер чешуек 1-3 мм.

Таким образом, мы поняли, что породы Максютковского комплекса были образованы из осадочных пород.

Не смотря на то что сегодня слюдистые кварциты это метаморфические породы в шлифах мы видим признаки псаммитовых текстур, видим что они образовались с глинистых песков.

Порядок преобразований осадочных пород Максютковского комплекса представлен в таблице:

исходные породы	промежуточные породы	породы Максютковского комплекса
глинистые пески	гидросланцевые песчаники	сланцевые кварциты
глина обогащенная тонким органическим веществом	аргиллит углеродистый	Углеродисто-сланцевый

Так же в Максютловском комплексе присутствуют эклогиты.

долерит	амфиболовые сланцы	эклогит
---------	--------------------	---------

Таким образом, мы поняли, что породы Максютловского комплекса были образованы из осадочных пород. А в результате воздействия высоких температур и огромного давления были преобразованы в метаморфические породы, которые я обнаружила на объекте изучения.

В работе мне помогли Елена Ивановна Щербакова. Также выражаю благодарность Ильгаму Хайдаровичу Кадырбакову за помощь в написании работы.

#### **Список литературы:**

1. Атлас Республики Башкортостан. Уфа: ФГУП Омская картографическая фабрика, 2005. 419 с.
2. Галимов Н.Р., Кадырбаков И.Х. «Поиски и оценка метаморфических пород (строительного плитчатого камня) в пределах Восточно-Уралтауской площади в Баймакском районе Республики Башкортостан». Архив ООО «УГГА» Уфа
3. Козлов В.И., Шалагинов В.В. и др. Геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист N-40 (41). Объяснительная записка. СПб, 2002. 355 с.
4. Метаморфизм. Геологический словарь <https://vsegei.ru/ru/public/sprav/geodictionary/article.php>
5. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
6. Эрлих Э.Н. Месторождения и история. Издательство: “Написано пером”. С-Петербург, 2016.



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

**Сборник статей XII Всероссийской молодёжной конференции,  
посвященной памяти член-корреспондента РАН В.Н. Пучкова  
г. Уфа, 23-27 сентября, 2024 г.**

Издательство «Перо»

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

Тел.: (495) 973-72-28, 665-34-36

Подписано к использованию 17.09.2024.

Объем 8,4 Мбайт. Электрон. текстовые данные. Заказ 935.