

УСИЗ  
ИНЖЕНЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

РОСНЕДРА

Федеральное агентство  
по недропользованию



## Сборник статей

ХIII Всероссийская молодежная геологическая конференция,  
посвященная памяти члена-корреспондента РАН В.Н.Пучкова

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

Уфа, 23-26 сентября 2025



УРАЛЬСКОЕ  
ГОРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ  
АГЕНТСТВО



УФИМСКИЙ  
УНИВЕРСИТЕТ  
НАУКИ И ТЕХНОЛОГИЙ



МУЗЕЙ АРХЕОЛОГИИ  
И ЭТНОГРАФИИ

ИНСТИТУТА ЭТНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ИМ. Р.Г. КУЗЕВА УФИЦ РАН

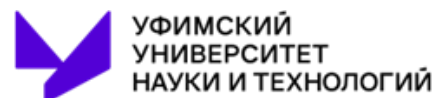
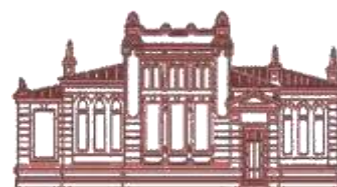
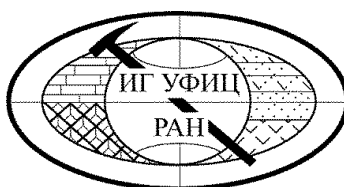


## ОРГАНИЗАТОРЫ КОНФЕРЕНЦИИ



**РОСНЕДРА**

Федеральное агентство по недропользованию



УДК 55

ББК 26.34я43

Г36

Г36 **ГЕОЛОГИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ И РЕСУРСНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ УРАЛА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ: Сборник статей XIII Всероссийской молодёжной конференции, посвященной памяти члена-корреспондента РАН В.Н. Пучкова г. Уфа, 23-26 сентября, 2025 г.** — Москва: Издательство «Перо», 2025. — 3,5 Мб. [Электронное издание].

ISBN 978-5-00270-158-2

В сборник вошли материалы XIII Всероссийской молодёжной геологической конференции, посвященной памяти члена-корреспондента РАН В.Н. Пучкова “Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий”, состоявшейся 23-26 сентября 2025 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, Сыктывкара, Томска, Казани, Санкт-Петербурга (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 978-5-00270-158-2

© Авторы, 2025

ОГЛАВЛЕНИЕ

1. РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ГЕОТЕКТОНИКА.....	6
П.В. Казаков.....	6
П.В. Казаков.....	10
А.В. Кочергин, Н.Р. Галимов, И.Х. Кадырбаков .....	15
М.М. Михненко, С.А. Дьякова, Н.Д. Сергеева .....	18
Н.П. Парфирьев.....	22
А.В. Сначёв .....	23
С.Е. Урбанович, А.Ю. Казанский, А.В. Тевелев .....	28
Фаро Мамади, В.Н. Никонов.....	30
Фаро Мамади, В.Н. Никонов.....	31
Фаро Мамади, В.Н. Никонов.....	34
2. СТРАТИГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ, ПАЛЕОНТОЛОГИЯ.....	36
Е.Ю. Башлыкова, Е.Н. Горожанина, Е.И. Кулагина .....	36
А.Д. Галкин, С.А. Дьякова, Н.Д. Сергеева, Н.П. Парфирьев, М.М. Михненко, В.А. Панькова, В.Н. Паньков, М.С. Чеснокова, А.В. Колесников .....	39
А.В. Колесников .....	41
А.В. Маслов .....	43
В.Н. Паньков, В.А. Панькова, А.В. Колесников.....	46
В.А. Панькова, В.Н. Паньков, А.В. Колесников.....	49
В.А. Панькова, В.Н. Паньков, А.В. Колесников, Н.Б. Кузнецов, А.В. Шацилло, И.В. Латышева, Т.В. Романюк.....	51
А.В. Рыскулова, Т.М. Мавринская, Р.Р. Якупов.....	53
А.Р. Шарипова .....	56
3. МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ .....	61
А.М. Васильев .....	61
Ю.В. Денисова.....	64

С.В. Мичурин .....	68
А.А. Самигуллин .....	71
В.А. Сначёв, П.В. Казаков, А.В. Сначёв, А.Р. Ганеева .....	74
В.М. Ивин, А.В. Кочергин.....	76
Т.Д. Шабутдинов, А.А. Самигуллин, Р.А. Гатауллин.....	78
А.Н. Юричев .....	81
4. ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ГИДРОГЕОЛОГИЯ.....	84
А.Н. Вихоть.....	84
Г.М. Казбулатова, С.В. Мичурин .....	86
А.Э. Королёв, А.И. Латыпов .....	89
Г.А. Мкртчян.....	91
М.А. Новгородова, Э.А. Петров, А.И. Синицкий, Д.Н. Горобцов.....	94
5. СОВРЕМЕННЫЕ ТЕХНОЛОГИИ ПРИ ПОИСКАХ, ОЦЕНКЕ, РАЗВЕДКЕ И РАЗРАБОТКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ .....	98
Р.А. Гильмутдинова, С.В. Мичурин .....	98
И.А. Переплеткин.....	101
Т.Р. Тимерханов, А.С. Душин, А.Г. Малов.....	104
А.В. Чумаков, О.В. Аликин, Г.В. Богданов, В.Н. Рудашевский, А.Е. Егоров .....	106
6. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБРАЗОВАНИЕ В ШКОЛАХ, СРЕДНИХ И ВЫСШИХ УЧЕБНЫХ ЗАВЕДЕНИЯХ, ПРОПАГАНДА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗНАНИЙ .....	109
В.М. Назарова.....	109

## 1. РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ГЕОТЕКТОНИКА

### К ИСТОРИИ ОСВОЕНИЯ ОСНОВНЫХ ГЕОЛОГО-ПРОМЫШЛЕННЫХ ТИПОВ РОССЫПЕЙ ЗОЛОТА ТЕРРИТОРИИ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ МИАССКОГО ПРИИСКА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

*П.В. Казаков*

*Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, 450077,  
г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2,  
e-mail: pv\_kazakov@list.ru*

Территория деятельности Миасского прииска один из старейших золотопромышленных районов Урала и России. Начало добычи россыпного золота на р. Миасс относится к 1823 году с открытием в последующем и отрабатываемых старателями до 40-50-х годов XX века более 400 различных по условиям залегания и масштабу россыпей. Разработка велась мелкими разрезами или подземным способом на пласт с содержанием золота более 0.5-1 г/м<sup>3</sup>. Практически отрабатывалась струя россыпи с оставлением значительных запасов золота по бортам, пригодных для гидромеханизированной (гидравлики, драги) добычи в современных условиях [Казаков, Салихов, 2006; Казаков, Салихов, 2012].

В 70-80 годы XX века экспедицией «Уралзолоторазведка» были проведены тематические работы с участием автора по обобщению результатов геологоразведочных и эксплуатационных работ территория деятельности Миасского прииска объединения «Южуралзолото» от Уфалейского района на севере Челябинской области, включая Уйский, Кочкарский, Брединский, Нагайбакский районы и Суундукский район на юге. По нашим рекомендациям промразведкой Миасского прииска под руководством К.З. Абдрахманова, А. П. Волошкевича, позднее В.М. Горобца и А.И. Зазуляка были проведены разведочные работы с приростом запасов промышленных категорий для гидромеханизированной разработки на таких крупных объектах остаточно-целиковых россыпей (ранее отрабатывавшихся мелкостарательским мускульным способом) как Балканская группа россыпей, Масловская группа россыпей, Миасский пруд. Суммарные запасы по ним составили 4.6 т золота, при учтенной добыче мускульным способом около 5 т, что составляет более 45% от ранее добытого металла.

Геоморфологически территория расположена в зоне остаточных гор восточного склона Южного Урала и зоне приподнятого Зауральского пенеплена. Россыпи локализованы в различных геолого-геоморфологических обстановках широкого возрастного диапазона: от мелкозалегающих четвертичных долинных и террасовых до верхнемеловых, сохранившихся в карсте фрагментах палеодолин, и миоценовых древнеложковых, не привязанных к современной гидросети. Ниже остановимся на краткой характеристике этих геолого-геоморфологических типов россыпей.

**Масловская группа россыпей**, представленная Зоинско-Ильинской и Свободненской россыпями, расположена в пределах восточной ветви Уйско-Миасской эрозионно-структурной мезозойской депрессии на участке наследования ее Уйской миоценовой палеодолиной.

**Зоинско-Ильинской россыпь** золота находится в 70 км к югу от станции Миасс ЮУЖД и на расстоянии 13 км к северу от райцентра с. Уйское. До 1917 г. на месторождении старателями подземным способом добыто около 477 кг золота. Добыча велась вручную. Породу загружали в бадью и с помощью ворота поднимали на поверхность, свозили к водоему или ручью и промывали на специальных станках – вашгердах с подачей воды ручным насосом (рис. 1).



Рисунок 1. Промывка золотоносного песка на ручном вашгерде, начало XX века (из архива Уйского краеведческого музея)

С 1981 г. россыпь разрабатывалась Миасским прииском гидравлическим способом без вскрыши торфов с промывкой горной массы. Остаточные запасы по сумме категорий С<sub>1</sub> + С<sub>2</sub> составили 269 кг золота. Протяженность россыпи 2,8 км, ширина 50-200 м. В 2020 г. право на разработку Зоинско-Ильинской россыпи золота получило ООО «Новые горные технологии».

Промышленная золотоносность россыпи связана с верхнемеловыми и миоценовыми аллювиальными и аллювиально-делювиальными осадками. Коэффициент разрыхления 1,3. Промывистость трудная. Золото представлено классами +0,1 – +5,0 мм. Пробность 968.

Золотоносный пласт представлен белоцветными кварцево-кремнистыми галечниками, с залеганием нарушенным карстованием в виде косых пластов на глубине от 10 до 50 м в приконтактной зоне каменноугольных известняков со сланцами и серпентинитами. При этом в придорожном карьере шоссе Ларино-Уйское золотоносный пласт выходит на поверхность. А.Г. Баранниковым [Баранников, 1965 ф] эти отложения отнесены к мысовской свите верхнего мела (K<sub>2</sub> ms). В плане залегание продуктивных осадков субмеридианальное мультисубпараллельное. В центральных наиболее погруженных в карсте частях наблюдается перекрытие белоцветных осадков слабозолотоносными красноцветными миоценовыми глинами с примесью нацело выветрелого щебня и включениями железо-марганцевого бобовника. Осадки имеют слабонарушенное субгоризонтальное залегание, что свидетельствует о затухании в это время процессов карстообразования.

Россыпь Свободненская (Масловская) расположена в 1,5 км юго-западнее с. Маслово и в 8 км к северу от райцентра с. Уйское в левом борту р. Уй в 500 м от русла.

Геоморфологически россыпь приурочена к сохранившемуся от размыва в карсте фрагменту миоценовой палеодолины р. Уй. Вмещающие россыпь осадки относятся к наурзумской свите ( $N_{1-2} nr$ ). Представлены они глинистыми галечниками, мелко- и крупнозернистыми кварцевыми песками, содержащими гравий, валуны и прослой глины. Распределение золота в продуктивной толще весьма неравномерное и носит по вертикальному разрезу спорадический характер. Чаще золото тяготеет к низам россыпи в карстовых впадинах. Породы отличаются высокой глинистостью (70-90%), что определяет их трудную промывистость и низкую способность к освобождению золота. По зерновому составу золото крупное (IV категории по классам). Пробность 968.

Общая протяженность россыпи 1350 м. Ширина россыпи в северной части 180-120 м. Южный фланг россыпи разделяется на две струи шириной от 40-50 до 80-100 м. Мощность продуктивных отложений в контуре подсчета по разведочным линиям изменяется от 2.8 до 8.7 м и в среднем по россыпи составляет 6.7 м. Остаточные запасы Свободненской россыпи составляют 1 миллион 34 тысячи кубометров горной массы, содержащей более 140 килограммов золота (россыпь находится в резерве).

**Балканская группа россыпей** представлена более молодыми (неогеновыми) ложковыми россыпями золота в бассейне р. Гумбейки. (левый приток р. Урала). Россыпи интенсивно начали разрабатываться с 1890 г. В 1896 г. были открыты месторождения около поселков Требий и Балканы. Наиболее крупная из них, россыпь Кордонного Лога, длительное время разрабатывалась приисками Мидхорским, Богатым, Балканским, Искандеровским, Дачным, Хлопотливым, которые дали более 100 пудов золота [Рожков И.С., 1948].

А.Н. Заварицкий [Заварицкий, 1926], обследовавший район в начале XX века, подчеркивает прямую связь золотоносных россыпей с находящимися там коренными месторождениями золота. Так золотоносность россыпи Мидхорского прииска связана с кварцевыми прожилками, залегающими в дайке березита, в вершине этой россыпи. Здесь были найдены три крупных самородка, состоящих наполовину из золота и кварца. Самые крупные самородки весом 24.5 кг, 9.8 кг и 5.3 кг, мелкие самородки встречались часто. В плотике россыпи прослой кремнистых сланцев среди более выветрелых глинистых выступают в виде естественных порогов, перед которыми в углублениях были особенно богатые содержания золота.

По данным Н.К. Высоцкого [Высоцкий, 1925], россыпи логов у п. Требий длинные (до 2.5-6 км), узкие и глубокозалегающие (до 6-10 м.), при этом мощность песков достигала 0.7-1.1 м.

Геоморфологически россыпи приурочены к северной части Субутакской эрозионно-структурной депрессии, являющейся речной долиной мезозойского возраста. Долина наследовалась и миоцен-плиоценовой речной и ложковой сетью.

Разведочными работами Миасского прииска по россыпи Кордонного Лога получен прирост запасов золота по промышленным категориям в количестве 8 млн. куб. м горной массы, 1218 кг золота для гидромеханизированной добычи. По состоянию на 01.01. 2012 г. запасы россыпи находятся в государственном резерве.

По гранулометрическому составу весь разрез рыхлых отложений является существенно глинистым. Содержание глинистой фракции ( $-0.01$  мм) составляет 55-95%. Фракция  $-0.1+0.01$  составляет 1-7%;  $-1.0+0.1$  -1.5-19%;  $-2.5+1.0$  -4.5%;  $-8+16$  -2%.

Коэффициент разрыхления в среднем 1.32.

Продуктивные отложения относятся к труднопромывистым (III категория).

Шлиховое золото относится к IV крупному типу (фракция  $+1.0$  мм составляет более 60%, фракция  $-0.25$  мм менее 5%). Пробность золота высокая – 910-930.

#### **Месторождение Миасский пруд**

Тематическими работами экспедиции «Уралзолоторазведка» по россыпям Миасского прииска [Меньшиков, Казаков, 1974ф] по архивным данным, установлено, что, по сообщению старателей, в 1891 году при выпуске воды из пруда велась добыча золота к югу от

«Лиственного» острова, около «Плоского» острова, причем намывки были по  $6 \text{ г/м}^3$  [Сигов, 1935 ф]. В последующие годы воду в заводском пруду не спускали. Непосредственно ниже плотины пруда россыпь обрабатывалась старателями на ширину около 300 м, захватывая прирусловую пойменную части долины и I надпойменные верхненеоплейстоценовые террасы. На этом основании нами подсчитаны прогнозные ресурсы россыпи по категории  $P_1$  в количестве 700 кг золота и даны рекомендации по проведению геологоразведочных работ. Разведанные со льда запасы золота на начало 1976 г. составили около 3 тонн. С 1988 г. месторождение Миасский пруд разрабатывалось драгой № 5 с ёмкостью черпаков 250 л., оснащенной комплексом золотоизвлекательного оборудования: шлюзами, отсадочными машинами, концентрационным столом. По 2004 г. добыто около 3.5 тонн золота (рис. 2).

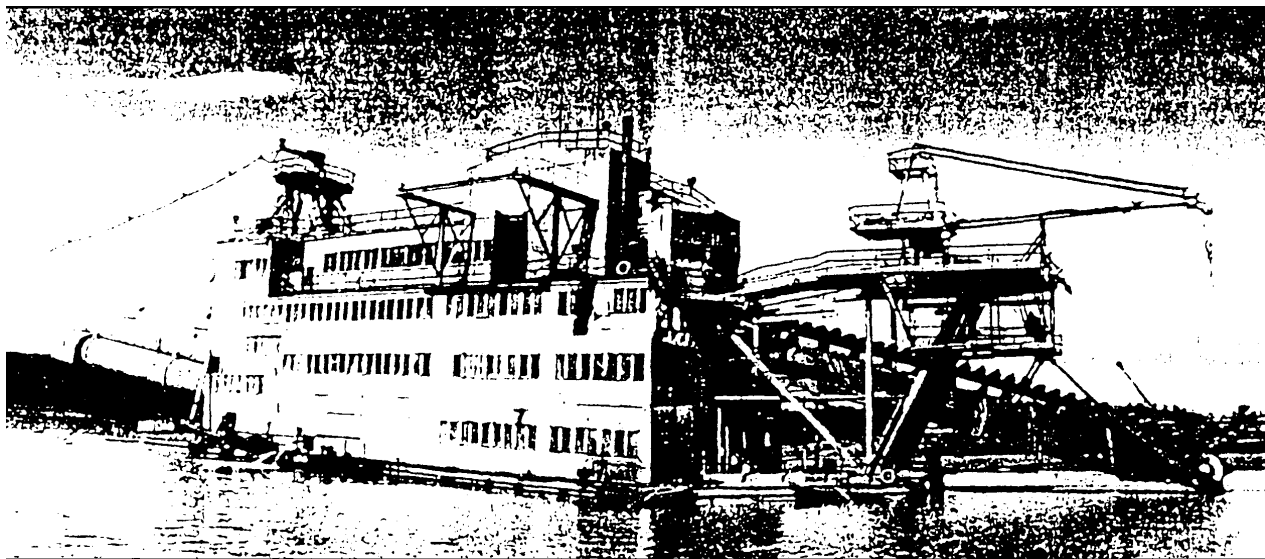


Рисунок 2. Драга 5 Миасского пруда по [Казаков, Салихов, 2006]

Выше по течению р. Миасс от плотины Миасского пруда в районе Устиновского болота в гидравлическом разрезе по острокодам (определения М.Г. Поповой-Львовой) установлен средненеоплейстоценовый возраст продуктивных отложений долины реки Миасс со вскрытой мощностью 12 м. [Меньшиков, Казаков, 1974 ф; Казаков, Салихов, 2006].

Таким образом, комплексное изучение россыпей золота, в состав которого наряду со сбором и анализом архивных данных по освоению месторождений, обобщением результатов геологоразведочных и эксплуатационных работ входят изучение геолого-геоморфологических обстановок их формирования, геолого-геоморфологических особенностей залегания продуктивных отложений, минерального, зернового состава золота и вещественного состава вмещающих его отложений, является основой прогнозной оценки запасов остаточно-целиковых россыпей, выдачи конкретных рекомендаций по проведению геологоразведочных работ и последующего восполнения сырьевой базы россыпей золота в старейших золотопромышленных районах Урала.

*Работа выполнена в рамках Государственного задания ИГ УФИЦ РАН № FMRS-2025–0015.*

#### Список литературы

1. Высоцкий Н.К. Платина и районы ее добычи // Обзор районов добычи платины на Урале. Вып. 11, Ч. IV. Л.: КЕПС СССР, 1925. С. 344-692.

2. Заварицкий А.Н. Материалы для изучения золотоносных районов Урала-Гумбейский и Тогузакский районы // Материалы по общей и прикладной геологии. Ленинград: Издание Геологического комитета, 1926. Вып.16 144 с.

3. Казаков П.В., Салихов Д.Н. Полезные ископаемые республики Башкортостан (россыпное золото). Часть 2. Уфа: Гилем, 2006. 288 с.

4. Казаков П.В., Салихов Д.Н. Некоторые особенности оценки прогнозных ресурсов россыпного золота // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Материалы / 9-я Межрегиональная научно-практическая конференция. Уфа, 19-22 ноября, 2012 г. Уфа: ДизайнПресс, 2012. С. 251-252.

5. Рожков И.С. Уральские россыпные месторождения золота // 200 лет золотой промышленности Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1948. С. 401-503.

## **ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ И РУБЕЖИ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ГИДРОСЕТИ ЮЖНОУРАЛЬСКОГО ГОРНОГО УЗЛА И РОССЫПНАЯ ЗОЛОТОНОСНОСТЬ**

***П.В. Казаков***

*Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, 450077,  
г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2,  
e-mail: pv\_kazakov@list.ru*

В наиболее приподнятом Ямантау-Иремельском горном массиве среднегорной части Южного Урала берут начало магистральные реки бассейна р. Камы. Наиболее крупная из них река Белая представлена долиной унаследованного развития в пределах Бельской межгорной депрессии (МД). В современном рельефе Бельская МД как отрицательная морфоструктура, наследующая зону ретронадвигов рифейского заложения, отделяет такие крупные мегаблоки Южного Урала, как Башкирское и Уралтауское поднятия и Зилаирское плато (рис. 1).

Наиболее древние мезозойско-кайнозойские отложения в пределах Бельской МД установлены в 7 км к юго-западу от с. Тирлянский. Представлены они вскрытым на глубине 78 м пластом бурых углей сильно песчаных с мелкой щебенкой и галькой кварца и сланцев (до 5 %), мощностью 7.7 м, перекрытыми пачкой озерных глин мощностью 30.3 м. Возраст угленосных отложений по комплексу спорово-пыльцевых спектров определен как эоцено-олигоценый (определения Н.Н. Сиговой) [Козлов, 1976].

Перекрывается угленосная пачка средне-верхнемиоценовыми озерными темно-серыми и пестроцветными глинами мощностью 13 м. Выше залегают верхнемиоценовые пролювиально-аллювиальные глины со щебнем (до 20 %) и базальным валунным галечником, мощностью 8.3 м. Завершают разрез средне-верхнеплиоценовые пролювиальные и аллювиально-делювиальные глины пестроокрашенные со щебнем и валунами кварцитов, кварца, сланцев, общей мощностью более 15 м.

Другой представительный разрез известен в межгорной древнеозерной котловине Журавлиного болота, расположенной в 15 км к западу от с. Тирлянский. Здесь скважинами глубиной до 87 м вскрыт непрерывный разрез, представленный чередованием пачек озерно-аллювиальных песков, переходящих в пестроцветные озерные и озерно-болотные глины с растительными остатками и лигниты с возрастным диапазоном от среднего миоцена по поздний плиоцен включительно (палинологические определения Н.Н. Сиговой, Ю.М. Петрова). При этом озерно-аллювиальные песчаные прослои и линзы в бортах котловины фациально замещаются горизонтами делювиально-коллювиальных грубообломочных отложений, свидетельствующих о периодах прерывистых нео-орогенных поднятий и существовании расчлененного горного рельефа уже во второй половине среднего миоцена (рис. 2).

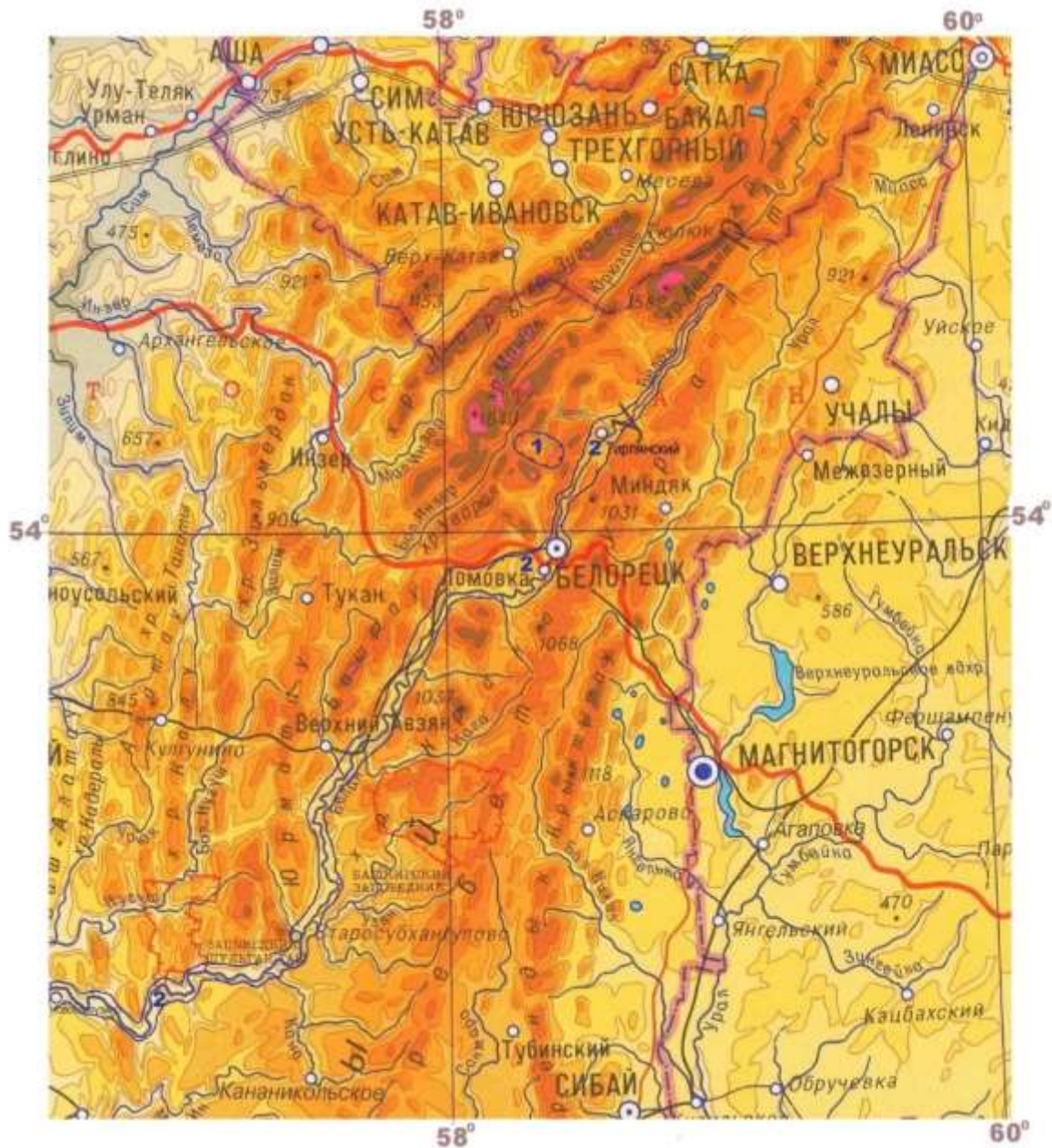


Рисунок 1. Схема расположения Журболотской межгорной древнеозерной котловины (1) и Бельской межгорной депрессии (2)

Условные обозначения: 1–лигнит; 2–глина с растительными остатками; 3–песок с растительными остатками; 4–щебень и глыбы; 5–кора выветривания; 6–сланцы слюдисто-кварцевые; 7–скважина, ее номер и глубина

В эоплейстоцене произошло врезание р. Тирлян (правый приток р. Белой) в озерную котловину на глубину около 30 м в результате очередной фазы нео-орогенного поднятия территории.

Анализ неотектонического развития Зилаирского плато и Уралтауского поднятия по комплексу закартированных надпойменных террас в бассейнах рек Кана (левый приток р. Белой), Зилаир и Крепостной Зилаир (правые притоки р. Сакмары) и сопоставление их по возрасту с флористически изученными в Предуралье осадочными комплексами с базальными галечниками в основании, как геологическими рубежами, позволяют утверждать, что ярко выраженный предкинельский (поздний миоцен - ранний плиоцен) врез гидрографической сети

Восточно-Европейской платформы обусловлен, большей частью, понижением базиса эрозии (погружением Прикаспийской впадины) и не нашел отражения на Южном Урале [Казаков, 2003].

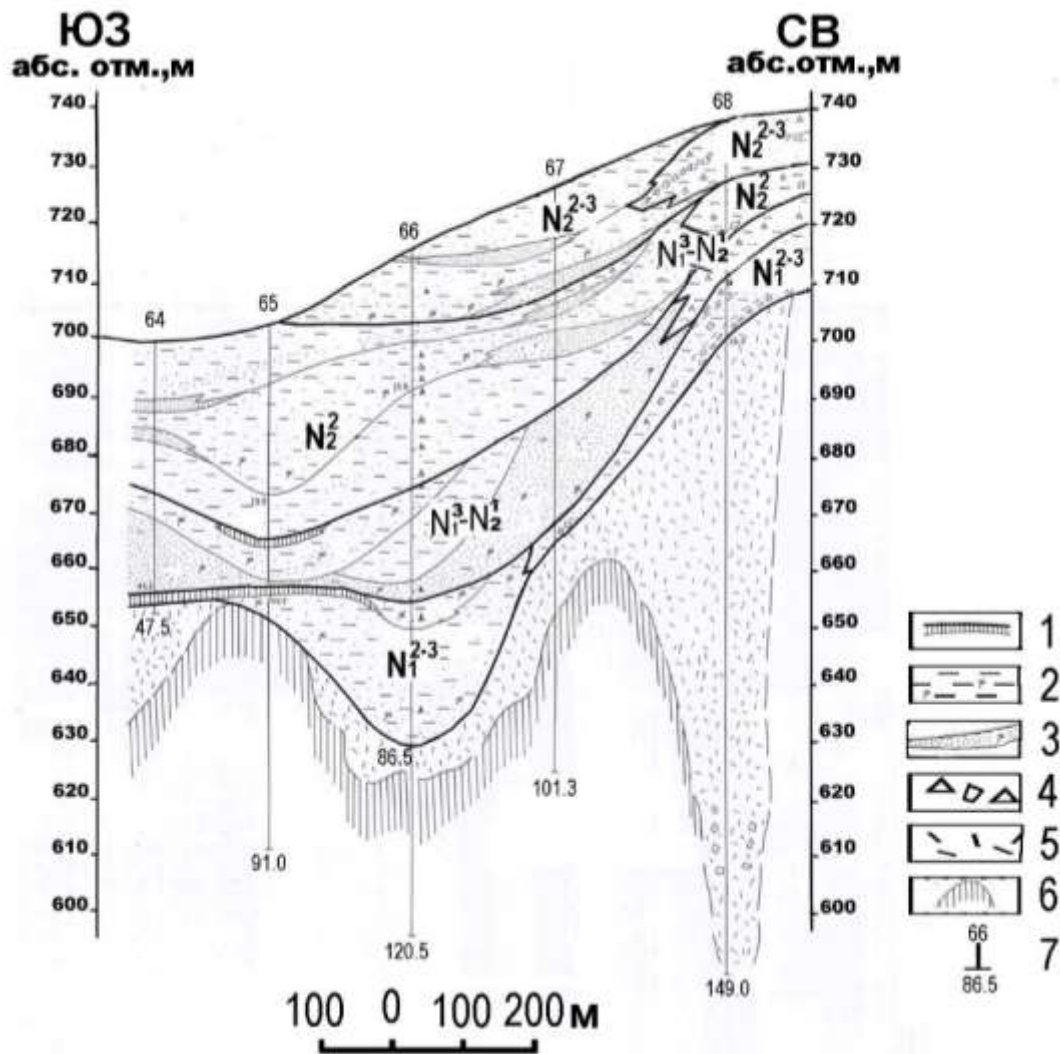


Рисунок 2. Геологический разрез Журболотской межгорной древнеозерной котловины (по материалам [Швецов, 1968ф; Петров, 2002 ф] с изменениями)

Врез такого масштаба с перестройкой структурного плана, соответствующий очередной фазе нео-орогенного поднятия Южного Урала, произошел в эоплейстоцен–раннем неоплейстоцене с образованием каньонообразных долин [Казаков, 2020].

На таких участках миоцен-плиоценовые отложения палеодолинного комплекса залегают выше бровки каньона, а эоплейстоценовые, зачастую интенсивно размытые, образуют единую систему аллювиальных толщ в пределах современных долин, приуроченных к днищам каньонов. Так на Бурзянском участке долины р. Белой, где по данным поисковых работ на алмазы [Петров, 1972 ф], в долинах правых ее притоков: Ямашла, Курыгас, Бол. и Мал. Майгашты, Иреклы под сероцветным аллювием, условно относящимся к нижнему-среднему звену неоплейстоцена, залегают глины коричневато-красные, красновато-коричневые с большим количеством валунов, гальки, глыб известняка, местами валунно-галечные отложения в глине красно-коричневой. Мощность отложений до 6.2 м. В самой долине р. Белой в с. Бурзян эоплейстоценовые (эоплейстоцен-нижнеоплейстоценовые) отложения

залегают в переуглублении, где мощность аллювия составляет более 25 м (скважина не добурена).

На Белорецком участке Палео-Белой эоплейстоценовые отложения представлены также глинами красновато - и буровато-коричневыми, красно-коричневыми, содержащими 40-50% гальки, гравия, реже валунов диаметром до 0,5 м. Окатанность обломков плохая и средняя. Состав: кварц, кварцевые песчаники, алевролиты, метаморфические сланцы. Встречаются глыбы выветрелых известняков. Количество гравия и гальки к подошве слоя сокращается вплоть до полного отсутствия. В породе наблюдаются железистые бобовины и точечные включения гидроокислов марганца. Мощность 4-5 м.

В пределах Зилаирского плато эоплейстоценовые отложения вскрыты дудками в долине р. Зилаир при разведке россыпи золота Боровой Ключ в 4 км к северо-западу от с. Зилаир. В переуглубленной приустьевой части ручья под толщей (8-10 м) нижне-среднеэоплейстоценовых отложений залегают глины темно-красно-бурые с редкой галькой кварца и обломков глинистых сланцев мощностью 0.5-0.7 м. Под ними залегают прослои зеленовато-серых илистых глин мощностью до 0.6 м, а ниже – слой базальных галечников, состоящих из окатанных обломков кварца и глинистых сланцев, сцементированных желто-красной песчанистой глиной или желтым песком с дресвой и щебнем глинистых сланцев. Мощность галечников 0.2-0.7 м. Залегают они на элювирированных глинистых сланцах с примазками желто-красной глины (золотоносный пласт) [Казаков, Салихов, 2006].

Промышленная золотоносность в отложениях эоплейстоценового палеовреза также известна в левом борту (россыпь Шатакский борт) р. Большой Авзян, правого притока р. Белой. Фрагменты палеовреза глубиной до 15 м ниже современного уреза воды реки Большой Авзян сохранились от размыва и вскрыты эксплуатационной разведкой на северном фланге неоплейстоценовой Авзянской россыпи. [Казаков, Салихов, 2006; Snachev, Kazakov, Rassomakhin, Islamov, 2025].

В целом, золотоносность эоплейстоценовых отложений слабо изучена, но в силу условий залегания их в современных речных долинах унаследованного развития они могут образовывать как самостоятельные залежи, так и являться промежуточным коллектором для долинных россыпей.

В палеодолинном миоцен-плиоценовом комплексе осадков Палео-Белой, достигающих в карсте мощности 37 м, также установлена золотоносность на Белорецком и Бурзянском участках.

*Выводы.* По спорово-пыльцевым комплексам осадков древнеозерной межгорной котловины Журавлиное Болото установлены палеоклиматические условия их образования, аналогичные условиям накопления детально палинологически и флористически изученных стратифицированных отложений в Башкирском Предуралье с возрастным диапазоном от ушкатлинского ( $N_1^{2-3}$ ) по воеводинское ( $N_2^3$ ) время. По фациальному замещению озерно-аллювиальных осадков в бортах котловины коллювиально-делювиальными присклоновыми уточнен возраст начала нео-орогеного поднятия горных массивов Южного Урала и основных его палеогеографических рубежей. По этим пространственно-временным построениям эпоха непрерывно-прерывистого нео-орогеного поднятия начинается со второй половины среднего миоцена. Что соответствует данным [Яхимович и др., 1992, стр. 8] о зарождении в это время гидрографической сети (в том числе Палео-Белой) в Южном Предуралье, приведшее к врезанию и отложению “аллювия ушкатлинской свиты в угленосный миоцен на 50 м и более”.

Минимальная амплитуда поднятия в этот этап (без учета объема эродированного материала) по разнице высот гольцовых вершин и основания древнеозерной котловины Журавлиное Болото и палеодолинного комплекса осадков Палео-Белой составляет 1000-1200 м.

Эоплейстоцен-раннеэоплейстоценовый рубеж знаменуется новой фазой нео-орогеного поднятия территории и врезания гидросети в палеодолинный ярус рельефа на глубину до 200-220 м у выхода реки Белой из передовых хребтов Башкирского поднятия. При

этом общая амплитуда поднятия территории с учетом интенсивности процессов гольцовый планации Ирмель-Ямантауского горного узла и с учетом того, что продольный профиль равновесия р. Белой еще до конца не выработан, оценивается автором не менее чем в 1500-2000 м.

Таким образом, основными этапами нео-орогенного поднятия и истории развития гидросети Южного Урала (в соответствии с уточненной стратиграфической схемой Южного Предуралья [Данукалова, Яковлев, Осипова, Курманов, 2016; Данукалова, Осипова, 2020]) являются ушкатлинско-воеводинский и эоплейстоцен (калабрийский)-неоплейстоценовый, с выраженным усилением поднятий в  $N_1^3$  на I этапе и в E-I на II этапе.

Цикличность россыпеобразования связана с этапами врезания гидросети, сменяющимися этапами преобладания боковой эрозии, формирования продуктивных горизонтов и является отражением непрерывно-прерывистого нео-орогенного поднятия территории Южного Урала.

Перспективы обнаружения промышленных концентраций золота связаны с участками наследования современной (эоплейстоцен-неоплейстоценовой) долиной реки Белой ее палеодолины с перемыком мощного комплекса неогеновых полигенных осадков, вскрытых поисковыми скважинами в погребенном карсте. Первоочередного внимания заслуживают участки унаследованного развития в местах их сужения и соответственно большей концентрации металла за счет переработки значительного объема, даже слабо золотоносных, рыхлых образований [Казаков, 2020].

*Работа выполнена в рамках Государственного задания ИГ УФИЦ РАН № FMRS-2025-0015.*

### Список литературы

1. Данукалова Г. А., Осипова Е. М. Основные события, отложения мезозоя и кайнозоя и современные опасные экзогенные геологические процессы на территории геопарка «Торатау» (Южное Предуралье, Россия) // Геологический вестник. 2020. № 1. С. 62-82. DOI: <http://doi.org/10.31084/2619-0087/2020-1-5>.
2. Данукалова Г.А., Яковлев А.Г., Осипова Е.М., Курманов Р.Г. Уточненная унифицированная региональная стратиграфическая схема неогеновых отложений юго-востока Восточно-Европейской платформы и Южного Предуралья // Общая стратиграфическая шкала и методические проблемы разработки региональных стратиграфических шкал России: Материалы Межведомственного рабочего совещания. Санкт-Петербург, 17–20 октября 2016 г. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2016. С. 60-62.
3. Казаков П.В. Неоген-эоплейстоценовые отложения и проявления новейшей тектоники на Южно-Уральском плоскогорье // Геологический сборник № 3. Информационные материалы. Уфа: 2003а. ИГ УНЦ РАН. С. 25-28.
4. Казаков П.В. Геолого-геоморфологические условия формирования и сохранности россыпей золота Бельской межгорной депрессии на Южном Урале // Геоморфология. 2020. № 3. С. 20-30. <https://doi.org/10.31857/S0435428120030049>.
5. Казаков П.В., Салихов Д.Н. Полезные ископаемые республики Башкортостан (россыпное золото). Часть 2. Уфа: Гилем, 2006. 288 с.
6. Козлов В.И. Угленосные отложения палеогена и неогена Тирлянской мульды // Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья. Уфа: БФАН СССР, 1976. С. 213-227.
7. Яхимович В.Л., Немкова В.К., Латыпова Э.К., Попова-Львова М. Г., Яковлев А. Г., Исмагилова Г.М., Сулейманова Ф.И. Фауна и флора кайнозоя Предуралья и некоторые аспекты магнитостратиграфии. Уфа: БНЦ УО РАН, 1992. 132 с.
8. Snachev A. V., Kazakov P. V., Rassomakhin M. A., Islamov R.R. Genetic Relationship of the "From Primary to Placer" System Using the Example of the Gorny Priisk Gold Deposit (Avzyan Ore-Placer Field, Southern Urals). *Eurasian Mining*. 2025. No. 1 (в печати).

## СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ЮЖНОГО УРАЛА

*А.В. Кочергин<sup>1</sup>, Н.Р. Галимов<sup>1</sup>, И.Х. Кадырбаков<sup>1,2</sup>*

<sup>1</sup> ООО «Уральское горно-геологическое агентство», г. Уфа

<sup>2</sup> ФГБОУ ВО «Уфимский университет науки и технологий», УУНУТ, г. Уфа

Развитие производства и, соответственно, сырьевой базы редкоземельных элементов Месторождения редкоземельных металлов сегодня стало одним из основных направлений инвестирования в будущее. В Российской Федерации усилия по развитию сырьевой базы сосредоточены на Кольском полуострове и Восточной Сибири, где известны крупные месторождения этого вида сырья: Ловозерское, Томторское, Катугинское, Защихинское, Белозиминское. Южный Урал не заслуженно обделен вниманием в этом отношении.

К объектам, связанным с щелочными магматическими комплексами с карбонатитами относятся проявления и месторождения Вишневогорского щелочного комплекса и, с известной долей вероятности – месторождение Сибирка Зюраткульской зоны Башкирского мегантиклинория (БМА).

Вишневогорский щелочной миаскит-карбонатитовый комплекс содержит целый ряд месторождений и проявлений редких земель и ниобия (Вишневогорское, Потанинское месторождения, Увильдинское, Булдымское, Спирихинское и др [Еськова, 1976]). Рудные тела локализованы в альбит – лепидомелан - карбонатных фенитах, развитых в миаскитах и зонах их контактов с вмещающими породами. Фоновые содержания  $Nb_2O_5$  – 0,05-0,07%, в обогащённых участках (рудных телах) содержится в среднем 0,1-0,2%  $Nb_2O_5$ . Мощность рудных тел от 2,0 до 15,0 м. Редкоземельные минералы (эшинит, монацит, чевкинит, пирохлор, сфен, в качестве примесей присутствуют ортит, бастнезит, бритоцит, пирохлор, рабдофанит, черчит. Рудные тела протяжённостью 120-1300 м, мощностью от 2,8 -33,0 м. Содержания суммы редких земель 0,1- 0,6 %. Преобладают лантан и церий, в меньших количествах присутствуют иттрий (1,2%) и скандий (21 г/т). Запасы ( $C_2$ ) суммы редких земель (оценивались в 27 тыс. т, прогнозные ресурсы ( $P_1$ ) до глубины 200 м оценивались в 25,4 тыс. т.

Молибден-ниобий-танталовое месторождение Сибирка расположено в 9 км южнее озера Зюраткуль, в восточной части БАМа, приурочено к локальной возвышенности. Локализовано в линейных зонах щелочных метасоматитов в поле развития андезит-базальтовых туфов в терригенно-карбонатном комплексе нижнего рифея [Шагалов и др., 2014]. Рядом авторов карбонатные линзы относятся к карбонатитам, заполняющим вулканическую кальдеру. Последней работой (В.Н. Горожанин) по возраст вулканитов датирован средним рифеем (машакский уровень). Есть и представления о их вендом возрасте (синхронны аршинскому комплексу). Метасоматиты эгирин- альбитовых, биотит-полевошпатовые существенно калишпатовые, гематит-магнетитовые. Оруденение приурочено преимущественно к эгирин-авгитовым и гематит-альбит-микроклиновым метасоматитам. Рудные минералы: пирохлор, ниобо-эшинит, циркон, монацит, колумбит, пандаит и молибденит, сфалерит, арсенопирит, пирит ильменорутит, и др. Выявлено 12 крутопадающих рудных зон, включающих пласто- и линзообразные залежи мощностью от 4-х до 170-ти м, длиной 1180 м, прослеженные по падению на 200 м. В восьми зонах руды содержат (%): суммы редкоземельных элементов -  $TR_2O_3$  – до 0,42%,  $Nb_2O_5$  – 0,1-0,6 (среднее 0,26);  $Ta_2O_5$  – 0,01-0,028 (среднее 0,015). В остальных 4-х зонах преобладает молибденовое оруденение (0,25-0,5%). Апробированные ресурсы на 01.01.2003 г. оценены (тыс. т): ниобий – 147, тантал – 8,5, цирконий – 147, редкие земли – 104. Руды считаются труднообогатимыми. В 1990 г месторождение списано с баланса запасов. В конце 90х годов месторождение было включено в площадь «Национального парка Зюраткуль» и сегодня недоступно для лицензирования.

В пределах Восточного склона (палеоокеанического сектора) также пункты минерализации преимущественно иттриевой специализации, связанные с массивами щелочных гранитоидов и корами выветривания по ним. Содержание иттрия в единичных

пробах по данным спектральных анализов достигает 0,07 %, составляя в среднем 0,02% [Золоев и др., 2004].

Однако, помимо данных объектов в регионе установлены многочисленные проявления и пункты минерализации, типизация которых неочевидна.

Редкоземельная минерализация в Белорецком метаморфическом комплексе впервые установлена А.А. Алексеевым [Алексеев и др., 2009], а затем и С.Г. Ковалевым с соавторами [Ковалев и др., 2023] в аллювиальных отложениях притоков р Белой, а затем и коренных породах юшинской свиты, вулканитах Машакской свиты, разрезе нижнего рифея Ишлинской и Суранской зон. Этими авторами установлено присутствие монацита, ксенотима флоренсита и, редко, других редкоземельных минералов.

Нашей компанией, также в обрамлении Белорецкого метаморфического комплекса выявлены два проявления, условно названные Маярдакским и Белорецким.

Маярдакское проявление локализовано в поле развития комплексов нижнего рифея. Интервалы с повышенным содержанием редких земель установлены в коре выветривания по терригенно-карбонатным образованиям нижнего рифея. Испытание керновых проб методом ICP-MS, выполненное в ИМГРЭ показало, что весь интервал коры выветривания по скважине заражен редкоземельными элементами на уровне суммы редких земель более 100 гр/тонну, 4х метровый интервал - 500 г/тонну (до 0,05 %). Основное значение имеют: церий (27-37 %), лантан (11-19 %), неодим (15-25 %), скандий (7-24 %). В шлифах и аншлифах сканирующим микроскопом установлены многочисленные выделения ксенотима, монацита, циркона.

Проявление Белорецкое приурочено к полю развития отложений среднерифейского возраста. Редкоземельная минерализация установлена в разрезе переслаивания с магнезиальными карбонатами. Характер локализации весьма схож с таковой для появления Маярдакское. Установлено присутствие ксенотима и монацита, вторичного метасоматического альбита. Характерны повышенные содержания молибдена: 19-52 г/т по данным ISP.

Пункт минерализации «гора Россыпная» выявлен в 80-х годах XX века. Редкоземельная минерализация приурочена зальбанду кварцевой жилы субмеридионального простирания, в сложно ветвящейся зоне мощностью не более 20 см, прослеженной по простиранию на 20 м, залегающей среди аркозовых кварцито-песчаников рифейского возраста. Спектральным анализом штучных проб установлены содержания иттрия – 0,1-1,0%, иттербия – 0,01-0,03%, лантана – до 0,01%. Однако такие высокие содержания локализованы. Околорудные изменения выражены окварцеванием, мусковитизацией, пиритизацией, реже турмалинизацией и альбитизацией. Установлены: ксенотим циркон, урановая слюдка.

Мазаринский, Барангуловский массивы Уралтауской структуры. Здесь также В.И. Сначевым и М.В. Рыкусом [Рыкус и др., 2002] установлена геохимическая специализация на бериллий, фтор, ниобий Минералогическим анализом обнаружены единичные мелкие зёрна колумбита, а спектрально-количественный анализ штучных проб (АСИЦ ВИМСа, г. Москва) показал в десяти образцах содержания Nb – 0,005-0,019, Ta – 0,005-0,011, Y до 0,019%.

Алтынташская группа проявлений в Челябинской области, приурочены к коре выветривания по вулканогенно-терригенным породам гумбейской свиты без очевидной связи с гранитоидными интрузиями. Рудное тело длиной 800-1000 м, максимальной шириной 300 м и мощностью от 1 до 12 м со средним содержанием иттрия 127 г/т, а суммы редких земель 502,92 г/т. В ряде пунктов Алтынташской зоны содержания иттрия достигают 0,2 %. Основным редкоземельным минералом-носителем редких земель является черчит. Запасы (С<sub>2</sub>) составляют 0,259 тыс.т иттрия и 1,021 тыс. т суммы редких земель.

Анализ современного состояния мировой минерально-сырьевой базы показывает, что сегодня, помимо классических месторождений, связанных с щелочными магматическими комплексами с карбонатитами, и с редкометальными гранитами, обнаружены и подготавливаются месторождения зон щелочного метасоматоза, не имеющих очевидной связи с щелочными и кислыми телами.

На наш взгляд наиболее продуктивными их этой группы являются три объекта.

Кундыбайское месторождение иттриевой специализации приурочено к субмеридионально вытянутой полосе углеродсодержащих кварцевых сланцев, плагиоамфиболитов, пьезонтит-спессартиновых сланцев и гнейсов мариновской свиты, близ экзоконтакта с ультраосновными массивами. Основные запасы локализованы в глинистой коре выветривания, редкоземельные минералы бастнезит, черчит и рабдофанит. Основными носителями редких земель в коренных породах являются гранат, биотит, апатит, ортит ксенотим и монацит. Особенностью данных минералов являются аномально высокие содержания. Самым распространенным металлом на месторождении является иттрий – 39,3%, на втором месте церий – 20,6%, европия – 1,3-1,5 %, лантан и неодим – 11,9 %, 11,3%. На месторождении в плане установлено четыре рудных залежи вытянутые согласно с простиранием пород фундамента. Объем запасов руды со средним содержанием РЗМ 0,05 % составляет 49 млн тонн.

Месторождение Раунд-Топ (Техас, США) представляет собой массив риолита, содержащий вкрапленную и гнездовую минерализацию флюорита редкоземельных элементов, бериллия и урана. Риолит неогенового возраста внедрился в меловые известняки формации Буда. Концентрация редкоземельных элементов происходит в риолите в мелкодисперсном флюорите, колумбите и криолита. В западной части массива накопление бериллия в бехоите, берборите. Урановая минерализация проявляется в виде вторичного касолита, Schoepite, уранофана на контакте между риолитом и карбонатными породами. Самое высокое содержание тяжелых редкоземельных элементов и иттрия наблюдается в серых и розовых риолитовых породах (400-600 гр/тонну).

Группа месторождений купола Браунс-Рэндж (Кимберли, Западная Австралия). Локализованы в аркозовых песчаниках среднего протерозоя. Оруденение представляет собой брекчию, залеченную ксенотимом и флоренситом с кварцем, гематитом и серицитом. Ксенотим содержит Dy до 6,5%, Er до 4,3%, Yd до 4,6% по массе и Y до 43,3%. Самым перспективным участком, представляющим собой один из крупнейших источников диспрозия в мире, признана зоны Вулвераин и Россомаха, где выявлены богатые кварц-ксенотимовые жилы длиной до 10 метров и шириной до 1 метра.

Данные примеры показывают, что в мировой практике четко проявилась тенденция «разделения» сырьевой базы и минерагении редких земель с выделением объектов узкой специализации: цериевой группы, иттриевой группы, диспрозия, неодима. В дальнейшем этот процесс усилится. Следствием разделения является потеря исключительного значения карбонатитов, щелочные массивов и редкометальных гранитов как носителей месторождений редких земель.

Озвученные примеры позволяют говорить о том, что потенциал Южного Урала на редкоземельное (ниобий-тантал-редкоземельное) оруденение сегодня раскрыт неполностью.

На наш взгляд, выявленная минерализация Башкирского поднятия является лишь вскрытой частью крупной рудной метасоматической системы, перекрытой рыхлыми образованиями выполнения палеодепрессий. Выводы о «неперспективности» месторождения Сибирка и БАМа в целом по меньшей мере преждевременны. Редкоземельная минерализация в Башкирском мегантиклинории установлена не только на месторождений Сибирка, но прослеживается по всей его восточной части. Неизученными остается не менее 50 % территории, перекрытой рыхлыми склоновыми и аллювиальными образованиями. Здесь возможно открытие метасоматических зон и небольших карбонатитовых тел цериевой и иттриево-цериевой специализации. Перспективная зона занимает восточную часть БАМа.

Нами намечены перспективные направления изучения территории: поиск перекрытых россыпей ниобия (пирохлора) в ловушках карстово-тепессионных ловушках мезозойских инижнекайнозойских депрессий, опоскование Сибирско-Зюрадкульского рудного поля, где прогнозируется выявление неизвестных залежей и месторождений единого генетического типа с преимущественно церивой, ниобий-церивой специализацией с месторождением

Сибирка, поиск метасоматических зон с редкоземельной минерализацией цериевой группы с диспрозием в пределах восточной части Башкирского мегантиклинория, в пределах восточно-Уральского антиклинория поиск метасоматических объектов иттриевой группы специализации - аналогов Кундыбайскому месторождению. Содержания иттриевой группы в объектах Алтынташской зоны близки таковым в китайских месторождениях Лонгнан Ван Ан, Дин На (0,1-0,1 %). Здесь необходимы технологическое исследования по возможности их извлечения.

Разумным шагом сегодня является анализ всех возможностей РФ И СНГ на выявление не просто комплексных редкоземельных месторождений, а объектов пусть и бедных, но с более узким комплексом редких земель и концентрация на выбранных объектах.

### **Список литературы**

1. Алексеев А.А., Ковалев С.Г., Тимофеева Е.А. Белорецкий метаморфический комплекс. Уфа.: ИГ УНЦ РАН, ООО «ДизайнПолиграфСервис», 2009. 208 с.
2. Еськова Е.М. Щелочные редкометалльные метасоматиты Урала. М.: Наука, 1976. 292 с.
3. Золотов К.К., Левин В.Я., Мормиль С.И. и др. Минералогия и месторождения редких металлов, молибдена, вольфрама Урала. Екатеринбург: МПР РФ, ИГТ УрО РАН, ОАО УГЭСЭ, 2004. 336 с.
4. Ковалев С.Г., Ковалев С.С., Шарипова А.А. Первые данные о редкоземельной минерализации в кислых разновидностях пород шатакского комплекса (Южный Урал). Литосфера. 2023; (5):910-929.
5. Рыкус М.В., Сначёв В.И., Насибуллин Р.А., Рыкус Н.Г., Савельев Д.Е. Осадконакопление, магматизм и рудоносность северной части зоны Уралтау, Уфа, 2002, 266 с.
6. Шагалов Е. С., Холоднов В. В., Носова А. А., Солошенко Н. Г., Стрелецкая М. В., Киселева Д. В., Горожанин В. М. К вопросу о возрасте вмещающих пород редкометалльного месторождения Сибирка SM-ND и U-Pb (циркон) изотопные данные. Институт геологии и геохимии УрО РАН ЕЖЕГОДНИК-2013, Тр. ИГТ УрО РАН, вып. 161. 2014. С. 362-366.

## **ОСОБЕННОСТИ ДИНАМИКИ ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА ВЕРХНЕГО ВЕНДА ШКАПОВО-ШИХАНСКОЙ ВПАДИНЫ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ (НА ОСНОВЕ МЕТОДА МОЩНОСТЕЙ)**

***М.М. Михненко<sup>1, 2</sup>, С.А. Дьякова<sup>1</sup>, Н.Д. Сергеева<sup>1</sup>***

*<sup>1</sup> Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук, г. Уфа, [riphey@ufaras.ru](mailto:riphey@ufaras.ru)*

*<sup>2</sup> Институт природы и человека Уфимский университет науки и технологий, г. Уфа*

В пределах Шкапово-Шиханской впадины в вендских отложениях зафиксированы многочисленные нефтегазопроявления, однако территория характеризуется недостаточной и неравномерной изученностью, в особенности бурением. Цель данного исследования заключалась в проведении анализа развития осадочного бассейна верхнего венда Шкапово-Шиханской впадины. Для достижения цели были построены карты поверхностей кровли и мощностей старопетровской, салиховской и карлинской свит верхнего венда с помощью программного обеспечения (ПО) Surfer, а также палеотектонические разрезы.

Изучены мощности свит в пределах Шкапово-Шиханской впадины. Материал для исследования – опубликованные и фондовые данные о разрезах 114 параметрических скважин на территории Башкортостана и Татарстана [Сергеева и др., 2021 и ссылки там же], из них для построения карт старопетровской свиты использованы данные 103 скважин, салиховской – 57,

карлинской – 59. Интерполяция данных скважин для построения карт производилась в ПО Surfer методом Kriging.

Из изученных свит отложения *старопетровской свиты* (рис. 1а) имеют наибольшее распространение, практически определяя площадь развития отложений венда в Шкапово-Шиханской впадине. В структурном плане старопетровская свита заметно погружается с северо-запада на юго-восток, притом наибольшее погружение характерно в восточной части ее распространения, в зоне Предуральяского краевого прогиба (диапазон абсолютных глубин залегания кровли от -2500 до -3000 м). Наименьшие глубины залегания старопетровской свиты (от -2000 до -1600 м по кровле) на севере приурочены к склону Сарапульско-Яныбаевской седловины, на западе – Татарского свода.

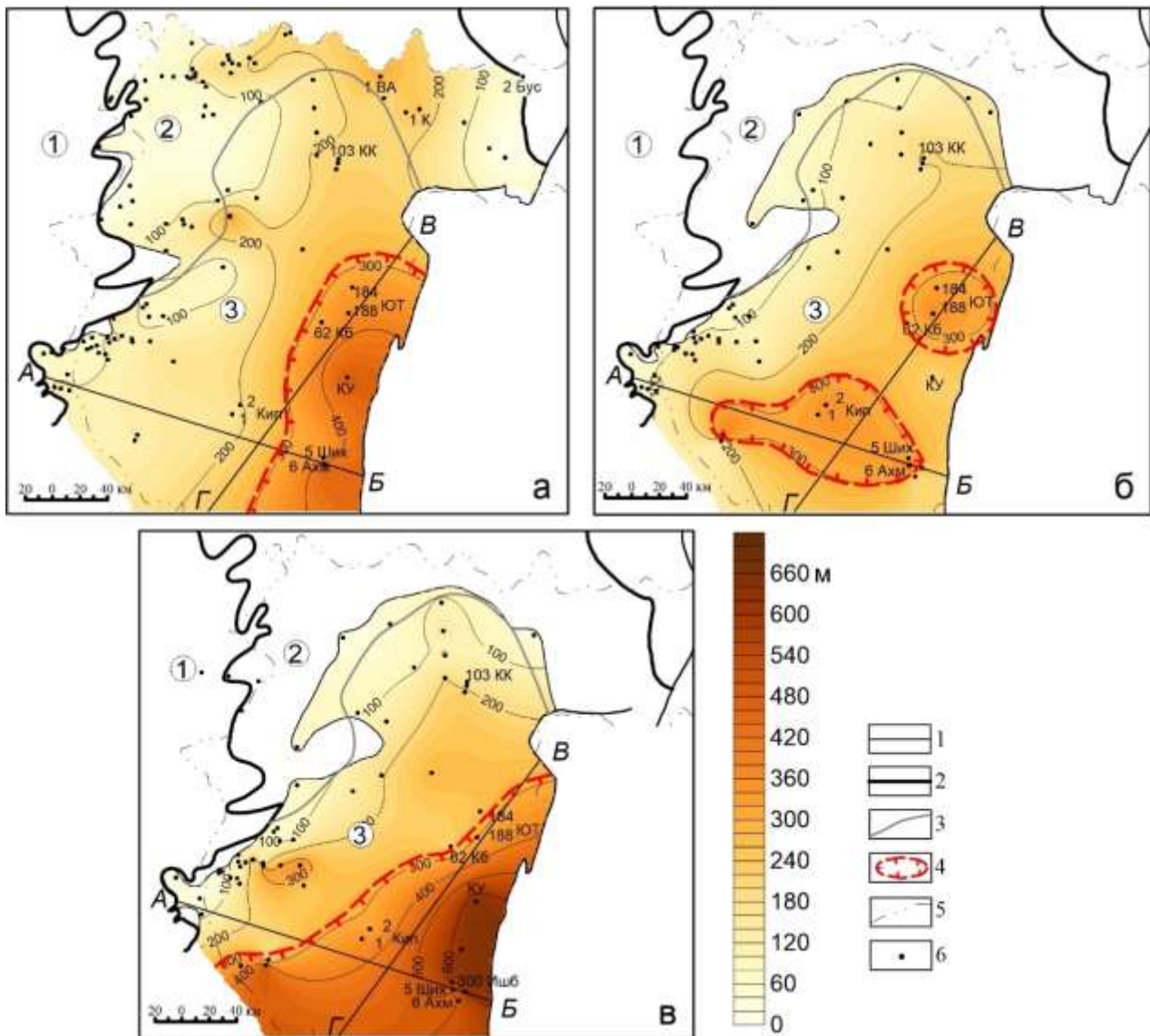


Рисунок 1. Схематичные карты мощностей старопетровской (а), салиховской (б) и карлинской (в) свит верхнего венда в Шкапово-Шиханской впадине, составлено с использованием материалов [Сергеева и др., 2021].

*Условные обозначения:* 1 – границы распространения свиты, 2 – границы распространения вендских отложения, 3 – границы тектонических структур венда, 4 – зоны погружения, 5 – административные границы, 6 – расположение скважин; цифры в кружочках: 1- Татарский свод, 2 – Сарапульско-Яныбаевская седловина, 3 – Шкапово-Шиханская впадина.

Наибольшую мощность мы наблюдаем вблизи Предуральского краевого прогиба (300–480 м). Здесь в районе Красноустьской и Ахмеровской площадей выделены зоны погружения с наибольшей мощностью свиты в них (в скв. Красноустьской мощность свиты составляет 487 м, в 6 Ахмеровской – 464 м). Севернее, на склоне Сарапульско-Яныбаевской седловины, мощности составляют 200–260 м и выклиниваются по направлению к западу и востоку. Также уменьшение мощностей наблюдается и в западной части, в районе Татарского свода.

Можно отметить некоторые особенности изменения вещественного состава по площади. Так, на севере территории, на склоне Сарапульско-Яныбаевской седловины (скв. 1 Восточно-Аскинская и 1 Северокушкульская), преобладают аргиллиты (53-54%), меньше представлены песчаники (14-26%) и алевролиты (20-33%) [Козлов и др., 2009; Козлов и др., 2008 ф]. На западе, вблизи Татарского свода (скв. 200012 Бавлинская, 128 Таткандызская и 20007 Сулинская) преобладают песчаники (50%) и алевролиты (42%), аргиллиты подчинены (8%), отмечаются гравелиты (менее 1%) [Козлов и др., 2009; Козлов и др., 2008 ф]. На юго-востоке, в пределах Предуральского краевого прогиба, в Красноустьской скважине [Сергеева, Солодова, 2020] отмечено примерно равное чередование аргиллитов, алевролитов и песчаников, в то время как в скважине 6 Ахмеровской преобладают алевролиты с подчиненными прослоями песчаников и аргиллитов [Сергеева и др., 2021].

Таким образом, во время накопления старопетровских отложений вырисовывается общий протяженный субмеридионально осадочный бассейн, наибольшее погружение в котором происходило на юго-востоке исследуемой территории.

*Салиховская свита* имеет заметно меньшую площадь распространения, нежели старопетровская (рисунок 1б), выклинивается на склоне Сарапульско-Яныбаевской седловины. Строение свиты частично наследует залегание старопетровских отложений. Салиховская свита погружается с северо-запада на юго-восток, наименьшие абсолютные глубины залегания приурочены к склонам Сарапульско-Яныбаевской седловины и Татарского свода (от -1600 до -2000 м по кровле), а наибольшие – представлены на юго-востоке впадины (от -2500 до -2700 м по кровле).

По направлению с северо-запада на юго-восток мощность свиты постепенно увеличивается. В южной и восточной частях исследуемой территории наблюдаются довольно обширные зоны погружения. Восточная зона расположена в районе Южно-Тавтимановской площади (в скв. 188 Южно-Тавтимановская мощность свиты составляет 370 м). Южная зона субшироко протягивается от Шкаповской до Ахмеровской площадей, в скв. 740 Шкаповская вскрыта мощность 400 м, в 1 и 2 Кипчакских – 340 и 365 м соответственно, в 6 Ахмеровской – 440 м. Наименьшие мощности салиховской свиты приурочены к склонам Сарапульско-Яныбаевской седловины и Татарского свода (40–100 м).

В вещественном составе свиты на севере (скв. 100 Кушкульская и 1 Северо-кушкульская) отмечается преобладание песчаников (50-53%) над алевролитами (42%) и подчиненные аргиллиты (5-8%) [Козлов и др., 2009; Козлов и др., 2008 ф]. На склоне Татарского свода (скв. 128 Таткандызская и 20007 Сулинская) преобладающими являются песчаники (68%), алевролиты (25%) встречаются в меньшем количестве, а аргиллиты (7%) отмечаются в редких прослоях [Козлов и др., 1995; Козлов и др., 2008 ф]. На юго-востоке, в пределах Предуральского краевого прогиба (скв. 6 Ахмеровская и Красноустьская) преобладают песчаники (54-67%) переслаивающиеся с алевролитами (24-45%), глины подчинены (до 7%), также в разрезе встречаются конгломераты [Сергеева, Солодова, 2020; Сергеева и др., 2021].

Таким образом, во время накопления салиховской свиты осадочный бассейн испытывал несколько меньшее погружение, чем в старопетровское, притом максимальное погружение происходило в двух относительно изолированных зонах. Исходя из этого, мы можем отметить перестройку осадочного бассейна относительно подстилающих старопетровских отложений.

Площадь распространения *карлинской свиты* (рис. 1в) почти полностью повторяет распространение салиховских отложений, отличаясь лишь развитием положительных

структур. Наименьшие абсолютные глубины залегания представлены на склонах Сарапульско-Яныбаевской седловины и Татарского свода, а также в южной части изученной территории (от -1500 до -1900 м по кровле). Наибольшие глубины представлены в центральной части и на юго-востоке (от -2150 до -2600 м по кровле).

Мощность карлинской свиты также увеличивается с северо-запада на юго-восток. Наибольшая мощность отмечается в скв. Красноусольской (650 м), Шиханской (615 м), Ишимбайской (610 м) и Ахмеровской (500 м). Наименьшие мощности карлинской свиты приурочены к склонам Сарапульско-Яныбаевской седловины и Татарского свода (40–100 м).

Преобладающими в вещественном составе карлинской свиты на западе Башкортостана (скв. 100 Кушкульская и 4 Аслыкульская) являются алевролиты (50-60% от общей мощности свиты) и аргиллиты (от 35 до 45%), а песчаники подчинены (5-7%) [Козлов и др., 2009; Козлов и др., 2008 ф]. На склонах Татарского свода (скв. 20007 Сулинская) преобладают аргиллиты (75%), в то время как алевролиты подчинены (25%) [Козлов и др., 1995; Козлов и др., 2008 ф]. На территории Предуральяского краевого прогиба (скв. Красноусольская) отмечается преобладание алевролитов (52%) и песчаников (34%) над аргиллитами (13%) [Сергеева, Солодова, 2020].

Таким образом, при накоплении карлинских отложений зона максимального погружения осадочного бассейна сместилась на юго-восток впадины, и в значительной мере приурочена к Предуральяскому краевому прогибу. По палеотектоническим профилям (рис. 2) отчетливо видно, что наибольшее погружение верхневендского бассейна происходило в карлинское время. Полученные результаты также согласуются с данными других исследователей [Козлов и др., 2009].

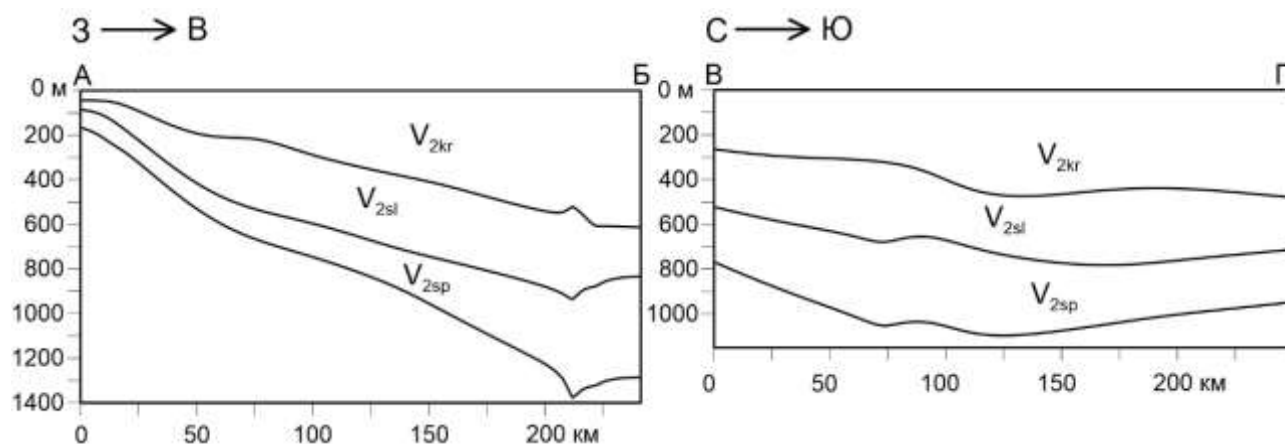


Рисунок 2. Палеотектонические разрезы поздневендского бассейна Шкапово-Шиханской впадины

Подводя итоги, исходя из анализа мощностей, для поздневендского этапа развития Шкапово-Шиханской впадины можно выделить области минимального и максимального погружения. Области с наибольшим погружением характерны для юго-востока территории вблизи сочленения платформы и складчатого сооружения Урала. Наиболее устойчивыми были склоны Сарапульско-Яныбаевской седловины и Татарского свода, на которых происходило минимальное погружение.

Построенная модель показала возможность использования ПО Surfer для проведения палеотектонического анализ. Получены предварительные результаты, для уточнения динамической модели развития территории нужны дальнейшие более детальные исследования и вовлечение данных по разрезам других скважин.

Исследования проведены при финансовой поддержке гранта РНФ № 24-27-00311, <https://rscf.ru/project/24-27-00311/>.

### **Список литературы**

1. Сергеева Н.Д., Солодова С.А. Литолого-петрографическая характеристика и стратиграфическое расчленение допалеозойских отложений в разрезе скважины 40 Красноусольская (Предуральский краевой прогиб) // Геологический вестник. 2020. № 3. С. 55-67. DOI 10.31084/2619-0087/2020-3-4.
2. Сергеева Н.Д., Пучков В.Н., Карасева Т.В. Верхний протерозой (рифей и венд) Волго-Уральской области в параметрических и глубоких скважинах. Уфа: Книга-Принт, 2021. 196 с.
3. Козлов В.И., Масагутов Р.Х., Ахметшин И.Н., Пучков В.Н., Иванова Т.В., Сергеева Н.Д. Верхний докембрий южного обрамления Красноуфимского выступа кристаллического фундамента. СПб.: ООО «Недра», 2009. 336 с
4. Козлов В.И., Масагутов Р.Х., Гатиятуллин Н.С., Генина Л.А., Сергеева Н.Д., Ларионов Н.Н., Михайлов П.Н., Баранов В.В. Верхний докембрий восточных районов Татарстана и перспективы его нефтегазоносности. Уфа: УНЦ РАН, 1995. 218 с.

## **ПАЛЕОМАГНИТНАЯ ОХАРАКТЕРИЗОВАННОСТЬ БИРЬЯНСКОЙ, ЛЕМЕЗИНСКОЙ И БЕДЕРЫШИНСКОЙ ПОДСВИТ ЗИЛЬМЕРДАКСКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ**

***Н.П. Парфирьев***

*Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, 450077,  
г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2,  
e-mail: parfirjev.nuikita@yandex.ru*

Уже не первый год продолжают палеомагнитные исследования верхнерифейских пород на территории Южного Урала [Комиссарова, 1970; Данукалов и др. 1982; Шипунов, 1991; Павлов и Галле, 2009]. В этих исследованиях первостепенное внимание всегда было приковано к красноцветным породам катавской свиты. Причиной этому, как уже не раз отмечалось ранее, в том числе и на заседаниях молодежной конференции ИГ УФИЦ РАН, является качественный палеомагнитный сигнал, который позволил провести весь спектр палеомагнитных исследований, описанных в обширном цикле недавних опубликованных работ [Данукалов и др. 2020; Парфирьев и др. 2023; Golovanova et al. 2023; Голованова и др. 2024 и др.]. Не менее важным объектом этих исследований являлась и перекрывающая катавскую инзерская свита. Палеомагнитное изучение инзерских пород активно велось параллельно с изучением пород катавской свиты, но надежность результата ограничена лишь косвенными аргументами первичности, в связи с отсутствием возможности проведения полевых тестов. На данном этапе, работы по этим двум свитам можно считать завершенными [Голованова и др. 2024] и встал вопрос о расширении базы данных южноуральских палеомагнитных определений для верхнего рифея.

Очевидным кандидатом для продолжения исследований служит зильмердакская свита, слагающая основание верхнего рифея. Ранее для свиты были получены палеомагнитные данные [Данукалов и др. 2020, Pavlov and Gallet, 2010], но их объем и качество являются недостаточными для самой мощной (~3000 м) свиты верхнерифейской каратауской серии. К сожалению, качество палеомагнитного сигнала в свите заметно хуже, чем у ее вышележащих соседей, но, к счастью, количество подходящих для палеомагнитного изучения разрезов на территории Южного Урала весьма обширно и позволяет, при должном усердии, собрать коллекцию образцов, достаточную для палеомагнитного анализа.

В 2023-2024 годах сотрудниками лаборатории геофизики ИГ УФИЦ РАН было проведено рекогносцировочное опробование нескольких разрезов бирьянской, лемезинской и бедерышинской подсвит зильмердакской свиты в районах с. Инзер и с. Бакеево. В общей сложности отобранная коллекция насчитывала более двухсот ориентированных горным компасом образцов. По результатам лабораторных исследований часть образцов была отбракована, по другой части были получены характерные палеомагнитные направления для нескольких разрезов всех вышеуказанных подсвит. Такой результат является положительным, но рекогносцировочный формат исследования позволяет только констатировать перспективность дальнейших работ в этом направлении.

*Работа выполнена в рамках Государственного задания ИГ УФИЦ РАН № FMRS-2025–0016.*

### **Список литературы**

1. Голованова И.В., Данукалов К.Н., Сальманова Р.Ю., Парфирьев Н.П. Итоги палеомагнитного изучения неопротерозойской катавской свиты на Южном Урале // Георесурсы. 2024. Т. 26. № 4. С. 116-128. DOI: 10.18599/grs.2024.4.15
2. Данукалов Н.Ф., Комиссарова Р. А., Михайлов П.Н. Палеомагнетизм рифея и венда Южного Урала // Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагнетизм: труды ГИН АН СССР / отв. ред. Б.М. Келлер. М.: Наука. 1982. Вып. 368. С. 121-161.
3. Данукалов К.Н., Голованова И.В., Сальманова Р.Ю., Парфирьев Н.П. Палеомагнитное изучение красноцветных пород верхнего рифея Южного Урала // Геологический вестник. 2020. №3. С. 47-54. DOI: 10.31084/2619–0087/2020-3-3
4. Комиссарова Р.А. Исследование древней намагниченности некоторых осадочных пород Южного Урала в связи с проблемой метакронного перемагничивания: дис.... канд. физ.-мат. наук. М.: ИФЗ АН СССР, 1970. 140 с.
5. Павлов В.Э., Галле И. Известняки катавской свиты: уникальный пример перемагничивания или идеальный регистратор неопротерозойского геомагнитного поля? // Физика Земли. 2009. № 1. С. 33-43.
6. Парфирьев Н.П., Данукалов К.Н., Голованова И.В., Дьякова С.А. Первые результаты теста внутрiformационных конгломератов в катавской свите позднего рифея (Южный Урал) // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. 2023. Т. 165, кн. 4. С. 550–562. DOI: 0.26907/2542-064X.2023.4.550-562
7. Шипунов С.В. Палеомагнетизм катавской свиты, Южный Урал // Физика Земли. 1991. № 5. С. 38-50.
8. 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 Neoproterozoic: A paleomagnetic and cyclostratigraphic study of the Katav Formation, southern Urals, Russia // Geoscience Frontiers. 2023. V. 14. № 4. Art. 101558. DOI: 10.1016/j.gsf.2023.101558
9. Pavlov V., Gallet Y. Variations in geomagnetic reversal frequency during the Earth's middle age // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2010. V. 11. № 1. Q01Z10. DOI:10.1029/2009GC002583

## **ГЕОЛОГИЯ УГЛЕРОДИСТЫХ СЛАНЦЕВ АМУРСКОЙ СВИТЫ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)**

***А.В. Сначёв***

*Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа  
e-mail: SAVant@rambler.ru*

Интерес к амурской толще, сложенной преимущественно углеродистыми сланцами, связан с выявлением в них среднего по запасам стратиформного цинкового Амурского

месторождения. В процессе проведения в его пределах поисковых, оценочных и разведочных работ было установлено, что рудовмещающие черносланцевые отложения содержат высокие содержания золота и вольфрама, что резко повысило инвестиционную привлекательность объекта [Сначёв, Сначёв, 2012; Сначёв и др., 2015].

Район работ расположен в восточном борту Магнитогорской мегазоны, на стыке ее с Восточно-Уральским поднятием. По структуре он представляет собой антиклинальную складку, погружающуюся к северу и ограниченную с востока крупным Суундукским гранитным массивом. По данным геолого-разведочных и поисковых работ прошлых лет в её строении участвуют вулканогенная ( $D_{2-3am}$ ) и терригенно-карбонатная ( $D_{2am}$ ) подтолщи амурской толщи и рымникская свита ( $O_{1rm}$ ). Интрузивные комплексы представлены габбродолеритами ( $vC_1$ ) и гранитами Суундукского массива ( $\gamma C_1-P_1$ ).

Образования вулканогенной толщи ( $D_{2-3am}$ ) развиты в западной части площади месторождения. Они представлены преимущественно туфами, туффитами и субщелочными высокотитанистыми базальтами, прорванными дайками и силлами габбро и габбро-долеритов ( $vC_1$ ). К верхней части разреза терригенно-карбонатной толщи приурочено Амурское стратиформное цинковое месторождение (SEDEX тип) [Сначёв, Сначёв, 2012; Сначёв и др., 2015]. Отложения терригенно-карбонатной толщи ( $D_{2am}$ ) развиты в центральной части структуры и представлены двумя пачками: 1) нижняя сложена ритмично переслаивающимися алевролитами, глинистыми, углеродисто-глинистыми, кремнисто-глинистыми сланцами и мраморизованными известняками; 2) верхняя представлена в основном карбонатно-глинисто-углеродистыми сланцами. Общая мощность вскрытых отложений около 850 м. Вопрос возраста толщи до сих пор дискуссионный. По определению в карбонатных породах толщи К.С. Ивановым конодонта нижняя граница возраста составляет не древнее силура [Широбокова, 1992]. В плитчатых углеродисто-кремнистых сланцах в 3 км выше пос. Амурского были собраны остатки криноидей, которые позволили отнести их предположительно к силуру-среднему девону [Артюшкова и др., 2007].

Все породы терригенно-карбонатной толщи испытали сильное одностороннее сжатие, на что указывает сланцеватость пород и наличие мелких изоклинальных складок искажающих первичную седиментологическую картину. Структура пород преимущественно лепидогранобластовая и обусловлена наличием чешуйчатых слюд (серицита, хлорита), зерен кальцита и кварца. Полосчатая текстура связана с наличием полос, обогащенных углеродистым веществом в ассоциации с серицитом и хлоритом, а также полос преимущественно кальцит-кварцевого состава.

Формационное разделение углеродистых сланцев и расчет петрохимических модулей проводился на основе силикатного анализа 90 проб углеродистых сланцев терригенно-карбонатной толщи (аналитик С.А. Ягудина, Институт геологии УФИЦ РАН) [Сначёв, 2022].

На диаграмме  $A-S-C$  О.В. Горбачёва, Н.А. Созинова [Горбачёв, Созинов, 1985] (рисунок 1а) углеродистые сланцы амурской толщи по разрезу образуют непрерывный ряд от кремнисто-углеродистой (преимущественно нижняя пачка) до карбонатно-углеродистой формации (верхняя пачка). Появление в верхних частях разреза частого переслаивания углеродистых сланцев и карбонатов, возрастание параметра  $C = (CaO+MgO)$  и присутствие бентосной макрофауны свидетельствует о мелководно-прибрежной обстановке осадконакопления. Уменьшение параметра  $S$  на диаграмме от 1400 до 300 ед. свидетельствует об увеличении доли терригенной примеси в осадке. Отличающиеся линии трендов параметра  $A$  в пачках указывают на различный её состав и источник. Так, источником примеси для кремнисто-углеродистых сланцев служили богатые кварцем аркозовые песчаники и магматические породы кислого состава (рис. 1), претерпевшие высокую степень химического выветривания (значения параметра  $CIA = 60-80$  ед.) [Nesbitt, 1982].

Выше по разрезу в карбонатно-углеродистых сланцах характер примеси меняется на слабо переработанный вулканогенный материал ( $CIA = 30-50$  ед.) разрушающихся неподалеку островодужных комплексов основного и среднего состава (рисунок 1). При этом в придонной

части локальных палеодепрессий в восстановительных условиях и сероводородном заражении отлагалась пирит-пирротиновая минерализация, на что указывают резко повышенное (до 18 ед.) значение закисного модуля ( $ZM=FeO/Fe_2O_3$ ) [Ефремова, Стафеев, 1985].

В черных сланцах амурской толщи углеродистое вещество развито неравномерно в виде тонких нитевидных прожилков, слоев местами слабо волнистой ориентировки. Термогравиметрический анализ выполнен на дериватографе Q-1500 (аналитик Т.И. Черникова, Институт геологии УФИЦ РАН). Нагрев осуществлялся на воздухе от 20 до 1000 °С со скоростью 10 °С/мин. Для исследования отбирались образцы за пределами зон интрузивных контактов и интенсивной тектонической переработки, что позволило исключить их влияние и реконструировать степень именно регионального метаморфизма. Анализ сланцев показал, что содержание углерода в них в среднем составляет порядка 2,0 % и достигает 6,0 % в наиболее обогащенных прослоях. Это позволяет отнести их к низкоуглеродистому типу, наиболее широко распространенному в пределах Южного Урала [Юдович, Кетрис, 2015]. На термограммах, наряду с углеродом, почти повсеместно отмечаются пики разложения сульфидов, реже карбонатов (рис. 2а).

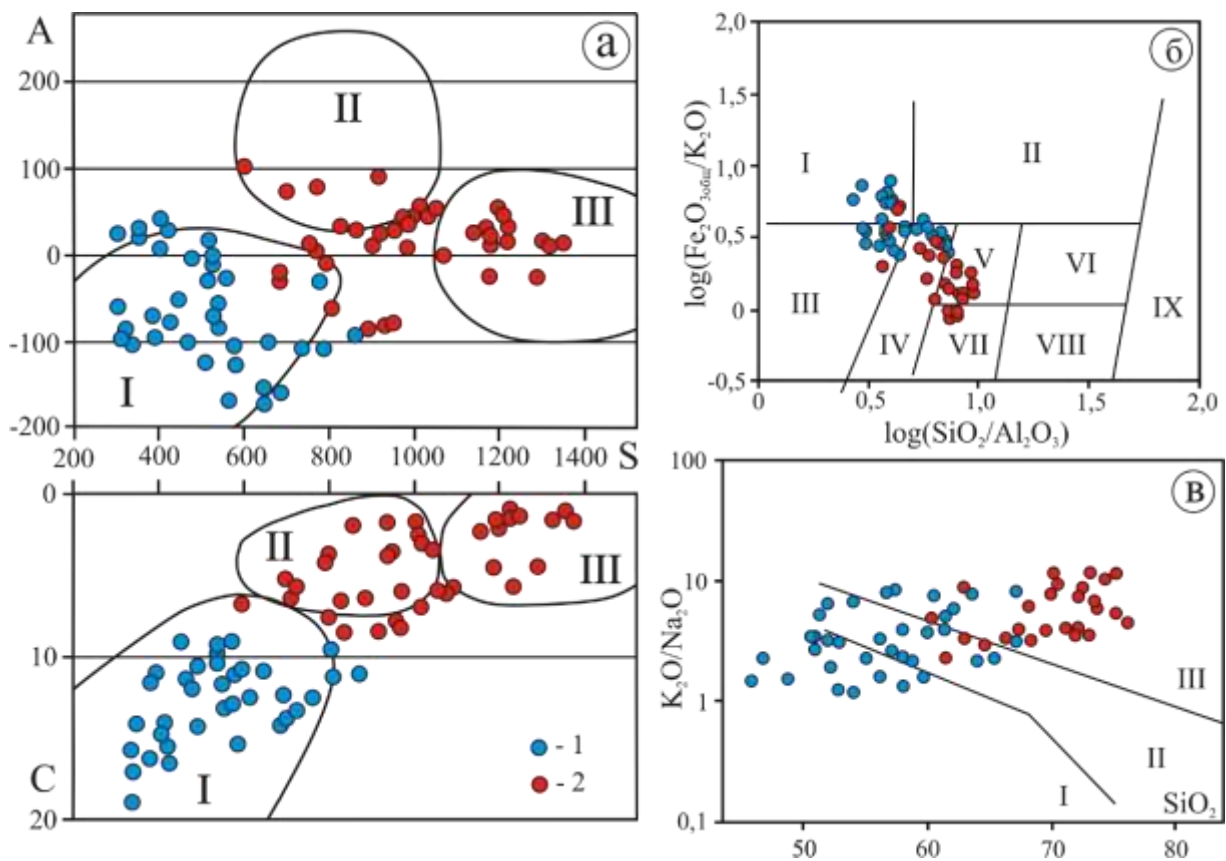


Рисунок 1. Положение точек составов углеродистых сланцев амурской толщи на стандартных классификационных диаграммах.

*Условные обозначения:* Сланцы: 1 – карбонатно-углеродистые, 2 – терригенно-углеродистые. Поля формаций для 1а по [Горбачёв, Созинов, 1985]: I – карбонатно-углеродистая, II – терригенно-углеродистая, III – кремнисто-углеродистая. Параметры:  $A = (Al_2O_3 - (CaO + K_2O + Na_2O)) \times 1000$  и  $S = (SiO_2 - (Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + CaO + MgO)) \times 1000$  выражены в молекулярных количествах, параметр  $C = (CaO + MgO)$  – в массовых долях оксидов. Для 1б по [Herron, 1988]: Поля: I – Fe-сланцы, II – Fe-песчаники, III – Сланцы, IV – Вакки, V – Литарениты, VI – Сублитарениты, VII – Аркозы, VIII – Субаркозы, IX – Кварцевые арсениты.; Поля обстановок осадконакопления для 1в по [Roser, Korsch, 1986]: I –

океаническая островная дуга, II – активная континентальная окраина, III – пассивная континентальная окраина.

Использование термографического анализа показало, что температура начала экзотермического эффекта углерода для рассматриваемых сланцев имеет значения, начинающиеся с 500 °С (средние 580 °С), что свидетельствует о степени метаморфизма пород, соответствующей условиям альбит-эпидот-биотитовой субфации зеленосланцевой фации [Иванова и др., 1974; Buseck, Beysac, 2014]. Температура метаморфических преобразований закономерно уменьшается по мере удаления от контакта с Суундукским гранитным массивом (рисунок 2в). Соотношение температур начала эффекта и максимальных его значений на диаграмме термической устойчивости углеродистых веществ позволяет отнести углеродистое вещество к высшим керитам (рисунок 2б) [Силаев и др., 2009].

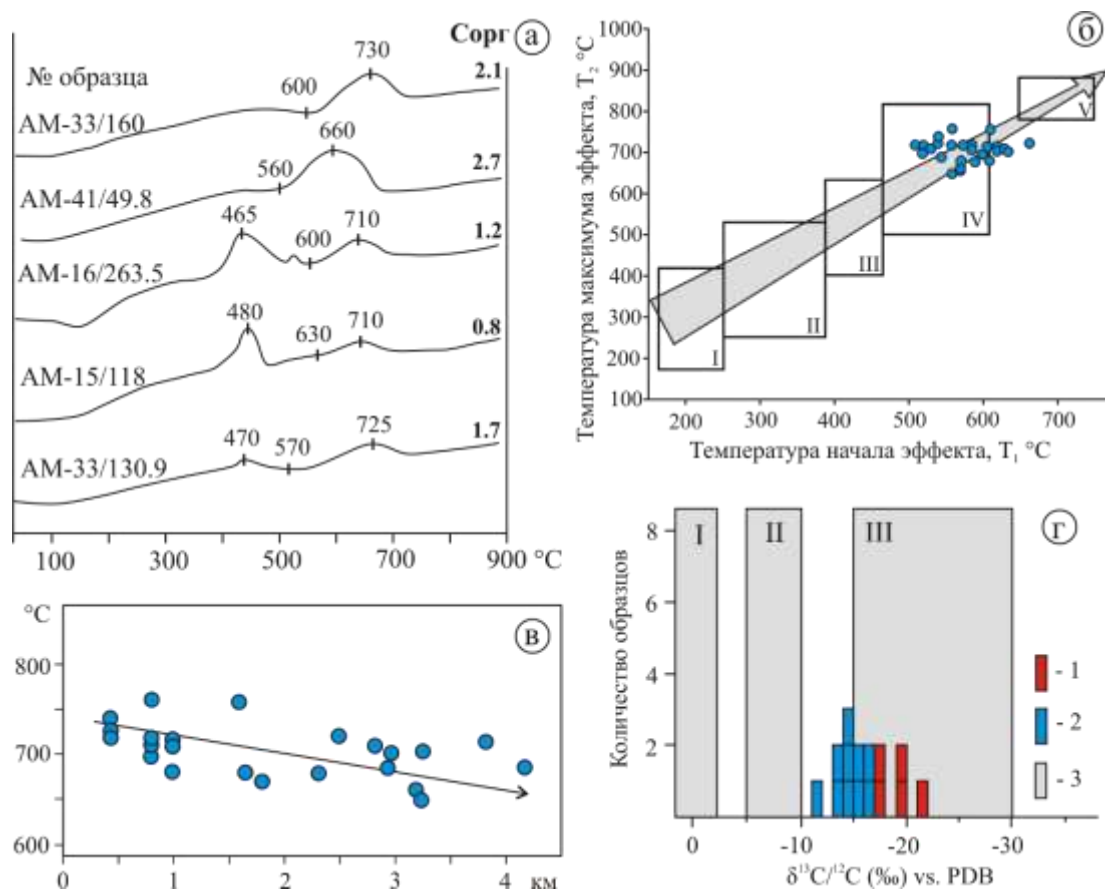


Рисунок 2. Характерные термограммы (DTA) для углеродистых сланцев амурской толща (а); положение точек на диаграмме термической устойчивости углеродистых веществ (б); снижение максимальной температуры экзотермического эффекта углерода при удалении от контакта с гранитами Суундукского массива (в); изотопный состав углерода для углеродистых сланцев амурской толщи по [Tyurin et al., 2021] (г).

*Условные обозначения:* для 16 ступени выгорания по [Силаев 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; для 1г – 1 – кремнисто- и терригенно-углеродистые, 2 – карбонатно-углеродистые, 3 – поля типичных значений изотопов углерода для морских карбонатов (I), мантийного углерода (II) и биогенного углерода (III) по [Javoy et al., 1986].

Измерения изотопного состава углерода ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ) проводились в ЦКП «Геонаука» Института Геологии Коми НЦ Уро РАН (аналитик И.В. Смолева). Его значения для углеродистых сланцев амурской толщи укладываются в интервал от  $-11,8$  до  $-21,6$  ‰, что указывает на его биогенную природу (рис. 2г) [Tuurin et al., 2021]. Причем отмечается явное его «утяжеление» для сланцев карбонатно-углеродистой формации за счет контаминации углерода из карбонатных прослоев при региональном метаморфизме. Сланцы терригенно-углеродистой формации укладываются в интервал от  $-17,7$  до  $-21,6$ , что соответствует терригенному углероду, отлагаемому в мелководном бассейне прибрежно-морской зоны.

Таким образом, анализ вышеизложенного геологического, петрографического и петрохимического материала по углеродистым отложениям амурской толщи позволил сделать ряд следующих основных выводов:

1. Палеогеографические условия накопления осадков амурской толщи во времени были различными. Породы основания ее разреза относятся преимущественно к кремнисто-углеродистой формации и образовались в относительно глубоководной обстановке. Породы верхней части разреза принадлежат уже терригенно-углеродистой и карбонатно-углеродистой формациям и образовались в мелководно-прибрежной палеогеографической обстановке.

2. Источником примеси для кремнисто-углеродистых сланцев служили богатые кварцем аркозовые песчаники, а для карбонатно-углеродистых сланцев – вулканогенный материал основного и среднего состава.

3. Углеродистое вещество в черных сланцах развито в виде тонких нитевидных прожилков, слойков и представлено высшими керитами. Содержание  $\text{C}_{\text{org}}$  в углеродистых отложениях составляет от 0,6 до 6,0 ‰. Степень их метаморфизма связана с удаленностью от Суундукского гранитного массива.

*Работа выполнена в рамках Государственного заказа по темам № FMRS-2025-0014 (Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа).*

#### **Список литературы**

1. Артюшкова О.В., Куриленко А.В., Якупов Р.Р., Маслов В.А., Зианбердин Р.И. Новые данные о возрасте Амурского пирит-сфалеритового медноколчеданного месторождения (Южный Урал) // Геологический сборник. Уфа: Институт геологии УНЦ РАН, 2007. № 6. С. 38-39.
2. 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.
3. Ефремова С.В., Стафеев К.Г. Петрохимические методы исследования горных пород: Справочное пособие. М.: Недра, 1985. 512 с.
4. Иванова В.П., Касатов Б.К., Красавкина Т.Н., Розина Е.Л. Термический анализ минералов и горных пород. Л.: Недра, 1974. 399 с.
5. 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.
6. Сначёв А.В. Углеродистое вещество черных сланцев амурской толщи (Южный Урал) // Нефтегазовое дело. 2022. Т. 20. № 4. С. 6-18. DOI: 10.17122/ngdelo-2022-4-6-18
7. Сначёв А.В., Сначёв М.В. Рудная минерализация углеродистых отложений Амурского стратиформного цинкового месторождения (Южный Урал) // Доклады академии наук, 2012, Т. 444. № 6. С. 640-643.
8. Сначёв М.В., Сначёв А.В., Пучков В.Н. Новые данные по геологическому строению Амурского стратиформного месторождения (Южный Урал) // Доклады АН 2015. Т. 463. № 5. С. 571-575. DOI: 10.7868/S0869565215230231
9. Широбокова Т.И. Стратиформное полиметаллическое и баритовое оруденение Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1992. 141 с.
10. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. М.: Берлин: Директ-Медиа, 2015.

272 с. DOI: 10.23681/428042

11. Buseck P.R., Beyssac O. From organic matter to graphite: graphitization // *Elements*, 2014, Vol. 10, No 6, pp. 421–426. <https://doi.org/10.2113/gselements.10.6.421>
12. Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology*, 1988, Vol. 58, pp. 820–829. DOI: 10.1306/212F8E77-2B24-11D7-8648000102C1865D
13. Javoy M., Pineau F., and Delorme H. Carbon and nitrogen isotopes in the mantle. *Chemical Geology*, 1986. Vol. 57, pp. 41–62.
14. 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. DOI: 10.1038/299715a0
15. Roser B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone–mudstone suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio. *Journal of Geology*, 1986, Vol. 94, pp. 635–650. DOI: 10.1086/629071
16. 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

## **ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ, ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ БАЗАЛЬТОВ АПТЕЧНОГОРСКОЙ СВИТЫ (СРЕДНИЙ УРАЛ): ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ**

**С.Е. Урбанович<sup>1,2</sup>, А.Ю. Казанский<sup>2</sup>, А.В. Тевелев<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва*

<sup>2</sup> *Геологический институт РАН, г. Москва*

*e-mail: sveta.urbanovich.04@mail.ru*

Материал для работы собран летом 2024 года на Среднем Урале в северной части Бардымского аллохтона в стратотипическом разрезе аптечногорской свиты. В разрезе преобладают вишневые, реже зеленые алевролиты и аргиллиты, которые круто падают на северо-восток. Верхняя часть разреза сложена покровами подушечных миндалекаменных базальтов. Подошва толщи базальтов местами тектонизирована и смещена по разрыву. Размер подушек колеблется от 0,2 до 1 м, пространство между ними заполнено гиалокластитами. Около 15% разреза составляют интрузивные тела габброидов. Раннедевонский возраст свиты обоснован находкой конодонта *Icriodus ex. gr. wosghmidti* Ziegler в известняках межподушечного пространства [Пучков, Иванов, 1982]. Видимая мощность свиты составляет 150–170 м.

Целью настоящего исследования является восстановление палеогеографических и геодинамических условий формирования базальтов аптечногорской свиты. Для этого были проведены петрографические, геохимические, петро- и палеомагнитные исследования. Шлифы изучались с помощью микроскопа Olympus VX53P, приобретенного по программе развития МГУ, а петромагнитные и палеомагнитные исследования проводилось в Палеомагнитной лаборатории ГИН РАН.

Изучение шлифов базальтов из разных частей разреза показало слабую изменчивость пород. Структура порфировая, текстура миндалекаменная, иногда неясно флюидальная. В составе резко преобладают плагиоклазы размером до 1,7 мм, образующие скелетные, удлинённые, в ряде случаев футляровидные кристаллы. Реже встречаются оливин и пироксены, практически полностью замещённые карбонатом и хлоритами. Основная масса также интенсивно замещена вторичными минералами. Миндалины в шлифах диаметром до 0,3 мм, неправильной формы или округлые, нередко концентрически зональные, образуют хорошо видимые цепочки. Миндалины заполнены кальцитом либо хлоритом (клинохлор).

По содержанию кремнезема и суммы щелочей большая часть пород отвечает трахибазальтам. Содержания  $TiO_2$  колеблются от 0.2 до 4.5%, при этом большая часть фигуративных точек отвечает высокотитанистым (>2%). Содержание  $K_2O$  меняется от 0 до 1% и для большинства базальтов отвечает высококалиевой серии.

Для большей части проб характерно преобладание лёгких редкоземельных элементов (РЗЭ) над тяжёлыми, при этом общий наклон соответствует стандарту для базальтов океанических островов (ОИВ). Обеднение тяжёлыми РЗЭ говорит о присутствии граната в источнике магм и, следовательно, глубинности источника. Отчётливый минимум по Eu свидетельствует о фракционировании плагиоклаза. На мультиэлементной спайдерграмме выделяются минимумы по Sr, Pb и Eu. По степени обогащения и общему тренду породы близки к стандарту ОИВ, несмотря на относительное обеднение крупноионными элементами (Cs, Rb).

Совокупность геохимических признаков: повышенная щелочность и титанистость, слабая дифференциация, близость спектров элементов-примесей к стандарту ОИВ, обеднение тяжёлыми РЗЭ – указывает на происхождение базальтоидов аптечногорской свиты из глубинного обогащенного мантийного источника и их формирования во внутриплитной океанической обстановке.

Ориентированные образцы для палеомагнитных исследований были отобраны в 4 точках (43 образца) из подушечных базальтов и в одной точке (11 образцов) из интрузивного тела габброидов. Все образцы прошли ступенчатое терморазмагничивание до температуры  $610^\circ C$  (13 шагов нагрева). Высокотемпературная характеристическая намагниченность (НТС) в образцах базальтов разрушается в интервале  $430-590^\circ C$ , т.е. наиболее вероятно, что ее носителем является (титано?)магнетит, Среднетемпературная компонента ( $240-400^\circ C$ ) имеет, в географической системе координат, направление близкое к направлению позднепалеозойского перемагничивания.

В образцах габброидов высокотемпературная характеристическая компонента выделяется в том же температурном интервале, что и в базальтах, но ее направления существенно отличаются. При отсутствии надежных сведений о залегании тела, интерпретация этих направлений на данном этапе исследований не представляется возможной.

Палеомагнитный полюс, рассчитанный по направлениям НТС базальтов, располагается на некотором расстоянии от средне-позднедевонского (~380 млн лет) из референтной кривой [Torsvik et al., 2012] и от средне-позднедевонского полюса по осадкам Воронежской антеклизы [Иосифиди, Попов, 2021]. В первом случае угловое расстояние между полюсами составляет  $9.9 \pm 5.5^\circ$ , а во втором  $9.6 \pm 7.8^\circ$ . Таким образом покровы подушечных базальтов аптечногорской свиты формировались в океанической обстановке, приблизительно в 200-400 км от края Восточно-Европейского палеоконтинента, возможно, в пределах задугового бассейна.

### Список литературы

1. Пучков В.Н., Иванов К.С. Новые данные по стратиграфии вулканогенно- кремнистых толщ Нязепетровского района. Ежегодник ИГГ-1981, УНЦ АН СССР, Свердловск, 1982, С. 5-8.
2. Torsvik T.H., Van der Voo R., Preeden U., et al., Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics // Earth-Science Reviews, 2012. № 114. P. 325-368.
3. Иосифиди А.Г., Попов В.В. Палеомагнитные исследования средне-верхнедевонских отложений Воронежской антеклизы (Павловский карьер)// Нефтегазовая геология. Теория и практика, 2021. Т.16. №4. [https://doi.org/10.17353/2070-5379/39\\_2021](https://doi.org/10.17353/2070-5379/39_2021)

## АЛМАЗЫ В ГВИНЕЕ

**Фаро Мамади, В.Н. Никонов**

*Институт природы и человека Уфимский университет науки и технологий, г. Уфа*

Гвинея, расположенная в западной части Африки, традиционно ассоциируется с богатейшими запасами бокситов и железных руд [Афанасьев, 1984; Бобровников, 1987; Латышев, 1991; Справочник..., 1990]. Однако перспективным минерагеническим ресурсом страны также являются алмазы, добываемые из россыпей, и прогнозируемые в коренных проявлениях кимберлитов.

Алмазоносность территории обусловлена древним геологическим строением Западно-Африканского кратона и протерозойскими интрузиями гипербазитов, внедрившимися в условиях активной тектоники. Данное сочетание факторов делает Гвинею одним из перспективных центров алмазодобычи в Западной Африке.

*Геотектоническая позиция.* Территория Гвинеи входит в состав Западно-Африканского кратона [Справочник..., 1990; Taylor, Moorbath, 1987], сформировавшегося в архее и протерозое (3,0–2,0 млрд лет назад). В его пределах выделяются:

- архейские гранито-гнейсовые комплексы;
- биримийские зеленокаменные пояса (2,1–2,2 млрд лет);
- массивы ультраосновных пород (дуниты, перидотиты, пироксениты и пространственно ассоциирующие с ними кимберлиты и лампроиты), внедрение которых тесно связано с глубинными разломами;
- кайнозойские осадки, вмещающие многочисленные аллювиальные россыпи алмазов.

*Возраст и формирование алмазоносных комплексов.* По данным геохронологических исследований [Taylor, Moorbath, 1987; Clifford, 1970], основные гипербазитовые интрузии Гвинеи имеют раннепротерозойский возраст – 2,1–2,2 млрд. лет. Их формирование совпадает с этапом интенсивного магматизма и метаморфизма зеленокаменных биримийских поясов.

Ключевые особенности формирования:

- внедрение ультраосновных магм по глубинным разломам;
- серпентинизация и хромитоносность пород;
- зарождение кимберлитовых тел и лампроитовых дайковых систем как коренных источников алмазов.

*Интрузии гипербазитов и их роль.* Интрузии гипербазитов играют рудолокализирующую роль в формировании алмазоносности Гвинеи. Они представлены массивами дунитов, перидотитов и пироксенитов, часто подвергнутых серпентинизации. В районах Киссидугу, Макента и Бананкоро гипербазиты формируют линейно вытянутые и концентрически-зональные массивы, приуроченные к зонам тектонических разломов. В этих интрузиях отмечаются проявления хромитов, платиноидов и никеля. С концентрически зональными гипербазитами пространственно ассоциированы более поздние кимберлитовые тела, являющиеся потенциальными коренными источниками алмазов [Clifford, 1970]. Не исключен и относительно молодой возраст кимберлитов, отражающий импульс тектоно-магматической активизации, как это свойственно другим алмазоносным странам Африки.

Алмазоносные районы Гвинеи:

1. Бананкоро (Верхняя Гвинея). Известен богатейшими аллювиальными россыпями. Добываются крупные кристаллы массой от 8 до 30 карат [Clifford, 1970].
2. Масанта. Район проявления ультраосновных интрузий и шлиховых ореолов алмазов. Предполагается наличие кимберлитовых трубок [Clifford, 1970].
3. Киссидугу. Россыпные месторождения, сформированные за счёт разрушения кимберлитовых источников [Clifford, 1970].

*Минерагенический потенциал.* Алмазы Гвинеи отличаются высоким качеством и преимущественно ювелирной ценностью. Основные типы источников алмазов:

- Коренные – кимберлитовые тела протерозойского возраста.
- Вторичные (экзогенные) концентрации – аллювиальные и делювиальные россыпи,

сформированные в речных долинах (Нигер, Мило, Фарани).

Перспективы дальнейших поисков связаны с выявлением глубинных кимберлитовых трубок, скрытых под латеритными покровами и осадочными толщами.

*Заключение.* Алмазоносность Гвинеи обусловлена сочетанием древней тектонической основы Западно-Африканского кратона и протерозойского интрузивного магматизма;

- Возраст алмазоносных комплексов – 2,1–2,2 млрд лет.

• Концентрически зональные интрузии гипербазитов сыграли ключевую роль в локализации кимберлитов – коренных источников алмазов.

• На сегодняшний день промышленное значение имеют россыпные месторождения, однако коренные проявления в кимберлитах также представляют поисковый интерес.

- Оптимальная комбинированная методика поисков:

- выявление шлиховых ореолов хромистых гранатов (пиропов), а также пикроильменитов, хромдиопсидов - характерных спутников алмазных руд в кимберлитах, но, в отличие от алмазов, не столь механически стойких и поэтому имеющих небольшое удаление от коренного источника;

- выявление донных и площадных металлометрических комплексных ореолов рассеяния хрома, никеля, стронция, циркония – характерных геохимических спутников алмазов в кимберлитах;

- аэрогаммасъемка по калиевому каналу (калий – характерный компонент кимберлитов и лампроитов),

- заверка выявленных аномалий бурением.

Таким образом, Гвинея является перспективным регионом для расширения алмазной промышленности, что дополняет её статус как одного из ведущих минерагенических центров Африки.

### **Список литературы**

1. Афанасьев В. И. Геология и полезные ископаемые Западной Африки. М.: Недра, 1984. 312 с.
2. Бобровников А. М. Минеральные ресурсы тропической Африки. Л.: Недра, 1987. 278 с.
3. Латышев А. В. Геологическое строение и полезные ископаемые стран Африки. М.: Недра, 1991. 354 с.
4. Справочник по геологии Африки / Под ред. Г. М. Трофимова. М.: Наука, 1990. 401 с.
5. Taylor, P. N., Moorbath, S. Archaean and Proterozoic crustal evolution in West Africa. *Precambrian Research*, 1987, Vol. 37. P. 147-174.
6. Clifford, T. N. African magmatism and tectonics: Kimberlites and related rocks. *Journal of African Earth Sciences*, 1970, Vol. 10. P. 421-443.

## **ПЛАТИНА В ГВИНЕЕ: ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, ПОТЕНЦИАЛ И ПЕРСПЕКТИВЫ ДОБЫЧИ**

*Фаро Мамади, В.Н. Никонов*

*Институт природы и человека Уфимский университет науки и технологий, г. Уфа*

Платина и металлы платиновой группы (МПГ) относятся к числу драгоценных, стратегически важных металлов, широко используемых в ювелирной промышленности,

автомобильных катализаторах, электронике, медицине и особенно в развивающейся водородной энергетике. Гвинея известна богатством минерально-сырьевой базы бокситов, золота и железных руд, но также на её территории имеются геологические условия, благоприятные для обнаружения месторождений МПП [Tamba, 2018; Nampala, 2021].

На территории Гвинеи располагаются протерозойские формации, известные как биримийские образования, представляющие собой вулканогенно-осадочные комплексы, метаморфизованные в фации зеленых сланцев и эпидот-амфиболитовой [United Nations..., 2016; Gautier et al., 2014]. Эти комплексы вмещают ультраосновные (дуниты, перидотиты, пироксениты) и основные интрузии, часто расслоенные, перспективные с точки зрения возможной платиноносности [Dorr, Barbosa, 1963, Maier, Barnes, 2017].

Наиболее перспективными с геологической точки зрения [Geological Survey..., Nampala, 2021] считаются:

- Регион Кулекоро (Koulékoro);
- Район Конакри;
- Район Массента (Masenta);
- Районы по границе с Либерией и Сьерра-Леоне (хребты Нимба и Лома);
- Восточная Гвинея (область Гекеду и Бейла).

Минералогия платины и типы руд. Платина может встречаться:

- В самородной форме (Pt);
- В виде сульфидов и интерметаллических соединений с другими элементами платиновой группы (родий, палладий, иридий и др.);
- В ассоциации с медно-никелевыми сульфидами (пентландит, халькопирит, кобальтин и др.);

• В хромитах и магнезиальных силикатах.

Такие минералы часто сосредоточены в:

- Кумулятивных слоях ультраосновных тел;
- Контактных зонах между интрузиями и вмещающими породами;
- Россыпях, сформированных в результате разрушения первичных рудных тел.

Геологоразведочные работы на платину в Гвинею находятся на начальной стадии, в основном в виде прогнозных оценок, базирующихся на вышеприведенных общегеологических соображениях [Geological Survey..., Nampala, 2021].

На основе общемирового опыта планируется применить поисковые методы:

- Шлиховое опробование русловых отложений;
- ICP-MS анализы керн скважин и геохимических проб по первичным ореолам рассеяния на элементы – спутники МПП: хром, никель, кобальт, ванадий, медь;
- Магниторазведка, в том числе в аэроварианте;
- Геологическое изучение ультраосновных массивов с систематическим опробованием на платину и другие металлы платиновой группы.

Перспективные аномалии платины и ее спутников обнаружены:

- В окрестностях Гбапоре (Gbarouré);
- В районе Киндия (Kindia);
- В области Фарана (Faranah) на глубине до 10 м в керне картировочных скважин получены пробы с содержанием платины до 2.5 г/т [Nampala, 2021]. Также в руслах и других рек, дренирующих ультраосновные массивы, выявлены шлиховые концентрации платины при содержании до 1.8 г/м<sup>3</sup>.

Интерес представляет также наиболее обжитой и освоенный район Гвинеи: в окрестностях столицы страны города Конакри картирован крупный массив ультрабазитов, геохимически выраженный аномалией никеля [Nampala, 2021]. Этот массив обладает признаками магматической стратификации (расслоенности на ритмы с разным петрографическим составом), что рассматривается, как благоприятная геологическая предпосылка на МПП. Этот массив на побережье Атлантического океана является крайней

составной частью цепи подобных массивов, уходящих вглубь страны по разлому северо-восточного простирания.

Ресурсный потенциал и оценка прогнозных ресурсов. Хотя учтенные балансовые запасы платины в Гвинее пока не зарегистрированы, имеются предварительные оценки прогнозных ресурсов категорий (по российской классификации) P2 - P3:

- Общий потенциал — до 50 тонн платины;
- Локализация в интрузивных массивах рудоматеринских формаций;
- Возможные россыпи.

Платина и другие платиноиды имеют стратегическое значение в условиях роста спроса как катализатор в процессе крекинга нефти, а также компонента экологически чистых технологий обезвреживания вредных выбросов. Для Гвинеи это может означать:

- Диверсификацию экспортной минеральной базы;
- Привлечение зарубежных инвестиций (ЮАР, Канада, Китай, Россия);
- Развитие локальной переработки и создания рабочих мест;
- Укрепление позиций Гвинеи на международном рынке МПГ.

Перспективы освоения и рекомендации:

• Проведение крупномасштабной картографической съёмки расслоенных ультраосновных массивов, выделение в их геологическом разрезе ритмов с прослоями хромитонесущих дунитов, а также секущих зон дробления и метасоматических изменений, перспективных на палладий;

- Применение современных геофизических и геохимических методов разведки;
- Создание банка данных элементов платиновой группы и интерактивной геологической платформы;
- Обучение местных специалистов в области геологии элементов платиновой группы и аналитической минералогии;
- Развитие нормативно-правовой базы и стимулирование партнёрства с крупными инвесторами.

Гвинея располагает благоприятными геологическими условиями для обнаружения и освоения месторождений МПГ, прежде всего потенциально рудоносными (рудоматеринскими) геологическими формациями ультрабазитов. Своевременное инвестирование в геологоразведочные работы и международное сотрудничество может сделать страну важным игроком на рынке платиновых металлов.

### Список литературы

1. Tamba J. Potentiel minier de la Guinée: revue des ressources métalliques. Université de Conakry 2018.
2. United Nations Geological Survey Report – West African Craton, 2016.
3. Dorr J.V.N. & Barbosa A.L.M. Geology and mineralogy of platinum deposits. Economic Geology. 1963.
4. Gautier Y. et al. Ressources minérales en Afrique de l'Ouest. BRGM, Paris. 2014.
5. Geological Survey of Guinea (Direction Nationale de la Géologie), Rapports 2010–2022.
6. Maier W.D., Barnes S.-J. Platinum-Group Element Deposits in Layered Intrusions: Recent Advances. Reviews in Economic Geology. 2017.
7. Nampala M. Les minéralisations en métaux précieux et critiques de la Guinée. Revue Africaine de Géosciences. 2021.

## **УРАН В ГВИНЕЕ: ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОНТЕКСТ, ПЕРСПЕКТИВЫ И СТРАТЕГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ**

**Фаро Мамади, В.Н. Никонов**

*Институт природы и человека Уфимский университет науки и технологий, г. Уфа*

Уран представляет собой стратегически важный радиоактивный металл, основной источник ядерной энергии. Он используется в атомных электростанциях, вооружении, а также в медицинских и научных целях. Несмотря на то, что Гвинея не входит в число производителей урана, её геологический потенциал привлекает внимание в свете мирового роста спроса на чистую энергетику и диверсификацию источников урана.

Гвинея располагается в пределах Западноафриканского кратона, где распространены архейские и протерозойские породы. В странах на территории этого кратона крупные и крупнейшие месторождения урана известны в Нигере, Габоне, Мали [Études, 1985; Gautier et al., 2014; Tamba, 2017]. Также есть предпосылки открытия месторождений этого металла и в Гвинее [Études, 1985; Uranium Resources..., 2020].

Геологически интересны следующие регионы: Восточная Гвинея (регион Бейла и Гекеду); Районы Лелума, Сигири и Кисидугу; пограничные зоны с Мали и Кот-д'Ивуаром; Горы Нимба и Масанта [CNRA..., 2022; Uranium Resources..., 2020].

Типы пород, с которым может быть связано урановое оруденение: осадочные породы (песчаники, алевролиты, аргиллиты); гранитные интрузии с высоким содержанием урана; раннепротерозойские метаморфические формации с рассеянной минерализацией.

Минералогия и типы урановых месторождений. В Гвинее возможны типы урановых руд:

- урановые песчаники (типа roll), подобные месторождениям Центральной Азии;
- ураноносные граниты и гранитоподобные породы;
- ураносодержащие фосфориты и черные сланцы;
- зоны натриевого (альбит-эгиринового) метасоматоза в итабиритах, подобные таковым на Желтоводском месторождении (Украина).

Основные урановые минералы:

- Уранинит ( $UO_2$ );
- Карнотит ( $K_2(UO_2)_2(VO_4)_2 \cdot 3H_2O$ );
- Торбернит ( $Cu(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 8-12H_2O$ );
- Аутунит ( $Ca(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 10-12H_2O$ ).

Геологоразведочные работы. Проведенные и планируемые исследования включают:

- Специализированную детальную геологическую съемку;
- Спутниковую и авиационную спектрометрию;
- Радиометрическое картирование и наземную гамма-съёмку;
- Геохимический анализ проб почвы, керны и воды;
- Местные литогеохимические исследования;
- Использование дронов и ГИС для картирования аномальных зон
- Поисковое бурение.

Первые геофизические исследования, проведенные в Гвинее французской службой BRGM в 1980-1990-ых годах, указали на аномалии в восточной части страны [Gautier et al., 2014; Uranium Resources..., 2020]. Повторные исследования международными компаниями в 2000-х годах, подтвердили наличие урановых индикаторов (U, Th, TR и др.).

Некоторые из перспективных зон: 1) Регион Бейла — предполагаемая зона ураноносных гранитов; 2) Район Сигири — возможные песчаниковые (зоны пластового окисления) месторождения; 3) Масанта и Гекеду — аномалии в ураноносных черных сланцах; 4) Хребет Нимба — возможные контактовые зоны с ураном в метаморфитах, а также в итабиритах, рассеянных зонами дробления и натриевого метасоматоза, по примеру месторождений Кривого Рога на Украине.

Анализ проб почв в районе Бейла показал содержание урана до 150 ppm, а в воде в районе Кисидугу — до 80 мг/л, что многократно превышает фоновый уровень.

Развитие урановой отрасли в Гвинее может дать:

- Новые источники бюджетных поступлений;
- Ускоренное развитие новых горнодобывающих территорий;
- Развитие энергетической независимости (в перспективе);
- Рост инвестиций в науку, геологию и инфраструктуру.

Однако есть и вызовы:

- Радиоэкологическая безопасность;

- Необходимость развития нормативно-правовой базы для обращения с радиоактивными материалами;

- Недостаток специалистов и технической базы.

Гвинея взаимодействует с такими структурами, как:

- Международное агентство по атомной энергии (МАГАТЭ);
- Африканская комиссия по ядерной энергии (AFCON);
- Геологические службы Канады, Австралии и Франции;
- Китайские и российские геологоразведочные компании.

Такие партнёрства позволяют привлекать инвестиции и получать технологии разведки и переработки урановых руд.

Урановая минерализация представляет собой стратегический ресурс для будущего Гвинеи. Геологическое строение, вещественные комплексы страны указывают на наличие потенциала для открытия урановых месторождений, особенно в восточной части. Развитие этого сектора потребует активной геологоразведочной деятельности, законодательного регулирования и международной кооперации.

### **Список литературы**

1. CNRA Cadre légal du développement minier en Guinée 2022.
2. Études géophysiques et minéralogiques en Guinée orientale. BRGM. 1985.
3. Gautier, Y. et al. Ressources minérales en Afrique de l'Ouest. BRGM, Paris. 2014.
4. Tamba J. Géologie et ressources minérales de la Guinée. Université de Conakry. 2017.
5. Uranium Resources in Africa: Country Report Guinea. IAEA 2020.

## **2. СТРАТИГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ, ПАЛЕОНТОЛОГИЯ**

### **О МИКРОФАЦИЯХ ТУЛЬСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВИЗЕЙСКОГО ЯРУСА НИЖНЕГО КАРБОНА ЮГО-ВОСТОКА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЮЖНОГО УРАЛА**

*Е.Ю. Баилыкова, Е.Н. Горожанина, Е.И. Кулагина*

*Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, 450077,  
г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2, Уфа,  
e-mail: duss\_06@mail.ru*

Приводится характеристика микрофаций тульского горизонта визейского яруса по разрезам скважин Предуральская-106, Октябрьская-106 восточной части Волго-Уральского субрегиона и разреза Сиказа 2 западного склона Южного Урала. Возраст отложений соответствует фораминиферовой зоне *Endothyranopsis compressa* – *Paraarchaediscus koktjubensis* России. На основе изучения микроструктур карбонатных пород выделены шесть микрофаций (МФ), отличающихся по компонентному составу и текстурам.

Изученные разрезы скважин расположены в ИжевскоБузулукской и Предуральской структурно-фациальных областях (СФО) Волго-Уральского субрегиона [Фортунатова и др., 2023]. Скважина Октябрьская-106 расположена в Оренбургской структурно-фациальной зоне (СФЗ) Ижевско-Бузулукской СФО в пределах Оренбургского палеосвода. Скважина Предуральская-106 находится восточнее, в Предуральской СФО, охватывающей территорию Предуральского прогиба. Разрезы скважин имеют много общих черт с разрезами Южного Урала и представляют интерес для изучения смены фаций и фаунистических комплексов от платформенной части ВЕП к Уральскому бассейну. Разрез Сиказа 2 расположен в Зилимо-Зиганском районе Западно-Уральской зоны складчатости [Стратиграфические схемы Урала..., 1993].

Микрофациальный анализ известняков проводился по образцам и шлифам. Основная задача – определение обстановки осадконакопления породы по признакам, определяемым в шлифах на основе детальной характеристики зерен, матрикса и цемента. Методика микрофациального анализа дана в работах Дж.Уилсона [Уилсон, 1980] и Э. Флюгеля [Flügel, 2010]. Она включает выделение типов микрофаций по классификации Р. Данема [Dunham, 1962]. Нумерация основных типов микрофаций проведена на основании характера смены типов фаций в разрезе и по латерали.

Особенности строения и состава микрофаций указывают на их формирование в условиях открытого карбонатного шельфа. Это подтверждается присутствием остатков фауны открытого моря – криноидей, брахиопод, зеленых водорослей, фораминифер, а также крупных фрагментов кораллов, наблюдаемых в обнажении разреза Сиказа 2 [Горожанина и др., 2021]. В шлифах из разреза Сиказа 2 наблюдаются фрагменты мшанок. Выделенные микрофации отражают изменение гидродинамических условий на полого погружающемся шельфе – рампе [Flügel, 2010] (рис. 1).

Вакстоуны МФ1 накапливались в относительно тиховодной глубоководной зоне открытого шельфа, куда с мелководных зон под действием донных течений сносились биокласты, представленные преимущественно фрагментами трубчатых водорослей (*Kamaena* и *Isinella*) и криноидей.

Криноидно-водорослевые пакстоуны МФ2 представляют собой агрегат водорослей и члеников криноидей, характеризуются преобладанием остатков водорослей и небольшим количеством фораминифер, содержат кальцисферы и пелоиды. Отмечаются следы

биотурбирования, что характерно для осадков среднего шельфа-рампа [Flügel, 2010, Горожанина и др., 2021]. Они могли формироваться в обстановке открытого шельфа с многочисленными водорослевыми и криноидными поселениями в относительно тиховодной обстановке

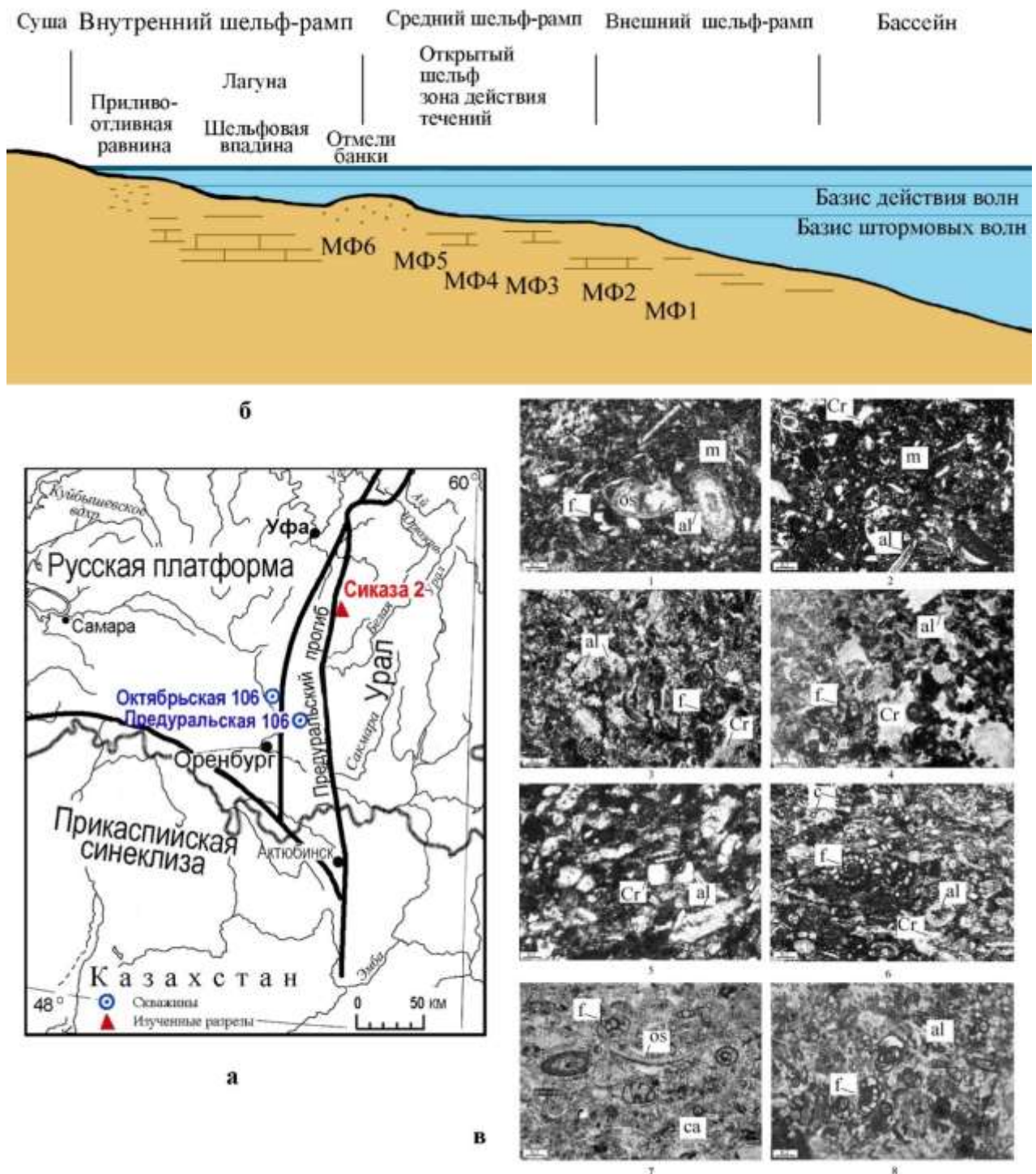


Рисунок 1. Микрофации известняков тульского горизонта визейского яруса в разрезах скважин Предуральская-106, Октябрьская-106 и разреза Сиказа 2.

Условные обозначения: а – местоположение изученных разрезов; б – модель строения шельфа рампового типа по [Flügel, 2010] с распределением микрофаций (МФ) известняков; в

– микрофашии известняков тульского горизонта (микрофотографии шлифов, николи параллельны, масштабный мотрезок 0.2 мм).

1, 2 – МФ1 – полибиокластовый пак-вакстоун тонкозернистый с беспорядочной текстурой, сложен фрагментами трубчатых водорослей, криноидей, с редкими фораминиферами в микритовом матриксе, нижняя часть тульского горизонта: 1 – скв. Октябрьская-106, обр. 182; 2 – скв. Предуральская-106, обр. 110; 3, 4 – МФ2 – криноидно-водорослевый вак-пакстоун тонко-мелкозернистый с беспорядочной текстурой, сложен фрагментами водорослей, криноидей, остракод в пелоидно-сгустковом матриксе: 3 – скв. Октябрьская-106, обр. 103; 4 – скв. Предуральская-106, обр. 94; 5 – МФ3 – полибиокластовый пакстоун мелкозернистый со слоистой текстурой, подчеркнутой субпараллельно ориентированными фрагментами водорослей, с остатками криноидей, разрез Сиказа 2, слой 10а, обр. 2а; 6 – МФ4 – пакстоун водорослево-фораминиферовый, мелкозернистый со слоистой текстурой, подчеркнутой субпараллельно ориентированными фрагментами водорослей, и многочисленными фораминиферами, встречаются кальцисферы, фрагменты иглокожих и водорослей, скв. Октябрьская-106, обр. 101; 7 – МФ5 – пакстоун биокластово-фораминиферовый, тонкомелкозернистый с элементами слоистости, подчеркнутой субпараллельной ориентировкой зерен, с тонкобиокластовым и сгустковым матриксом, перекристаллизованном до микроспарита, встречаются обломки криноидей-кортоидов, водорослей, брахиопод, остракод, разрез Сиказа 2, слой 10б, обр. 48-в-6; 8 – МФ6 – пакстоун биокластово-фораминиферовый, с беспорядочной текстурой, с пелоидно-сгустковым матриксом, участками перекристаллизованном до микроспарита, встречаются фрагменты трубчатых водорослей, криноидей, брахиопод, разрез Сиказа 2, слой 13, обр. 48-18.

Полибиокластово-водорослевые пакстоуны МФ3 с фораминиферами, криноидеями, интракластами, пелоидами соответствуют фациям открытого мелководья с криноидно-водорослевыми поселениями и действием донных течений.

Микрофашии МФ4 с многочисленными фораминиферами рода *Omphalotis* из верхней части разреза скв. Октябрьская-106 свидетельствуют об обстановке мелководного шельфа с действием течений.

Обстановки формирования известняков МФ5, с раковинами *Earlandia* и *Endothyrida*, МФ6 с преобладанием *Endothyrida*, из разреза Сиказа 2 описаны как подвижное мелководье. Мелководность подчеркивает присутствие кортоидов, представленных обломками криноидей с микритовыми каемками, указывающими на мелководность, пелоидов и водорослей [Горожанина и др., 2021].

Смена фациальных условий осадконакопления от МФ1 к МФ6 указывает на регрессивную тенденцию изменения уровня моря к концу тульского времени. При этом более глубоководные/тиховодные условия отмечаются для известняков МФ1, МФ2 из основания тульского горизонта в скв. Предуральская-106 и Октябрьская-106. В разрезе Сиказа 2 в нижней части тульского горизонта залегают известняки МФ3, которые также наблюдаются в верхней части разреза скв. Предуральская-106. Они формировались в условиях среднего рамп с действием течений. Выше в разрезе Сиказа 2 залегают известняки МФ5 и МФ6 с многочисленными представителями *Endothyrida*, формировавшиеся в условиях волнового воздействия. В разрезах скважин, расположенных западнее, эти микрофашии не встречены. Особенностью разреза тульского горизонта в скважине Октябрьская-106 является присутствие известняков МФ4 с обильными фораминиферами *Omphalotis* и водорослями, вероятно, формировавшихся в зоне мелководья с действием течений. В других разрезах известняки этой микрофашии не установлены.

*Работа выполнена в рамках Государственного задания ИГ УФИЦ РАН № FMRS-2025–0013.*

### **Список литературы**

1. Горожанина Е.Н., Башлыкова Е.Ю., Кулагина Е.И. Микрофаии тульского горизонта визейского яруса нижнего карбона разреза «Сиказа 2» (Южный Урал) // Ученые записки Казанского университета, серия «Естественные науки», 163(3), 2021. С. 414-429.
2. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Урал. 1993. 152 л. схем.
3. Уилсон Дж.Л. Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 463 с.
4. Фортунатова Н.К., Зайцева Е.Л., Бушуева М.А., Ермолова Т.Е., Михеева А.И., Ступак А.А., Баранова А.В., Кононова Л.И., Мамонтов Д.А., Харченко С.И., Авдеева А.А., Канев А.С., Евдокимов Н.В., Гончаров Е.О., Зорин А.Б., Белоусов Г.А., Городков А.Б., Шишкина Т.Ю., Володина А.Г., Холмянская Н.Ю., Кравченко М.С., Афанасьева М.С., Евдокимова И. (2023). Стратиграфия нижнего карбона Волго-Уральского субрегиона (материалы к актуализации стратиграфической схемы). М.: ВНИГНИ, 2023. 288 с.
5. Dunham R.J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. Classification of Carbonate Rocks. A Symposium: Am. Assoc. Pet. Geol. Mem. 1. Tulsa; Oklahoma: AAPG, 1962. P. 108-121.
6. Flügel E. Microfacies of Carbonate Rocks. Berlin: Springer, 2010. 984 p.

### **НОВЫЕ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ИСКОПАЕМЫХ ОСТАТКОВ ЭДИАКАРСКОГО ТИПА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ**

*А.Д. Галкин<sup>1, \*</sup>, С.А. Дьякова<sup>2</sup>, Н.Д. Сергеева<sup>2</sup>, Н.П. Парфирьев<sup>2</sup>, М.М. Михненко<sup>2</sup>, В.А. Панькова<sup>1</sup>, В.Н. Паньков<sup>1</sup>, М.С. Чеснокова<sup>1</sup>, А.В. Колесников<sup>1, 2</sup>*

*<sup>1</sup>Геологический институт РАН, г. Москва, \**

*<sup>2</sup>Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа*

*e-mail: galkin@ginras.ru*

Ашинская серия представляет собой наиболее молодые отложения протерозоя Башкирского мегантиклинория, распространенные на западном склоне Южного Урала. В ее состав включены бакеевская (и ее аналоги – толпаровская и суировская), басинская, куккараукская и зиганская свиты [Беккер, 1988]. На вендский возраст серии указали уже первые К–Аг датировки глауконита из песчаников бакеевской, урюкской и басинской свит, составившие соответственно 625–615, 590 и 570 млн лет [Беккер, 1975]. Помимо этого, в басинской и зиганской свитах были обнаружены ископаемые остатки организмов эдиакарского типа [Беккер, 1988]. В 2011 г. из прослоя пепловых туфов в разрезе ашинской серии на северной окраине г. Усть-Катав был получен U–Pb возраст циркона, который составил  $548.2 \pm 7.6$  млн лет [Гражданкин и др., 2011]. Позже кристаллы циркона из этой пробы были проанализированы повторно, что позволило уточнить возраст до  $547.6 \pm 3.8$  млн лет [Levashova et al., 2013].

Тем не менее стратиграфическое положение части разреза с туфовыми прослоями в окрестностях г. Усть-Катав оставалось предметом дискуссии. Так, по мнению одних исследователей, он принадлежит эта часть разреза принадлежат зиганской свите [Гражданкин и др., 2011; Levashova et al., 2013], согласно другим – басинской [Kolesnikov et al., 2015]. В 2022 г. был продатирован циркон из пепловых туфов басинской свиты на юго-западном крыле Сулеймановской антиклинали ( $578 \pm 7$  млн лет, северная окраина г. Усть-Катав), на восточном крыле Алатауского антиклинория ( $570 \pm 2$  млн лет, д. Толпарово), а также циркон из пепловых туфов зиганской свиты на западном крыле Алатауского антиклинория ( $566 \pm 5$  млн лет, новая дорога с. Петровское–д. Кулгунино) [Рязанцев и др., 2023]. Все эти датировки позволили, в конечном счете, уверенно коррелировать структурно разобщенные разрезы ашинской серии

Башкирского мегантиклинория. Новые данные не подтвердили прежние значения изотопного возраста циркона из вулканических туфов басинской свиты ( $\sim 548 \pm 4$  млн лет) [Гражданкин и др., 2011; Levashova et al., 2013], которые, по мнению [Рязанцев и др., 2023], являются ошибочными, но не противоречат ранее полученным датировкам из бакеевской ( $642 \pm 9$  млн лет) [Зайцева и др., 2019] и басинской ( $573 \pm 2$  млн лет) свит [Разумовский и др., 2020], а также последней датировке ( $561.2 \pm 5.1$  млн лет) из верхней части зиганской свиты (настоящие исследования).

В июле 2025 г. были проведены рекогносцировочные исследования выходов бакеевской, басинской и зиганской свит ашинской серии, вскрытых в естественных обнажениях по берегам рр. Инзер, Агарды, Малый Реват и Зилим в пределах Башкирского мегантиклинория (Республика Башкортостан), где впервые были обнаружены ископаемые остатки вендских мягкотелых организмов и характерных для верхнего венда арумбериеморфных образований. Собранный палеонтологический материал включает в себя представителей мягкотелых организмов групп палеопасцихрид, фрондоморф, аспиделломорф и различных проблематик (рис. 1).

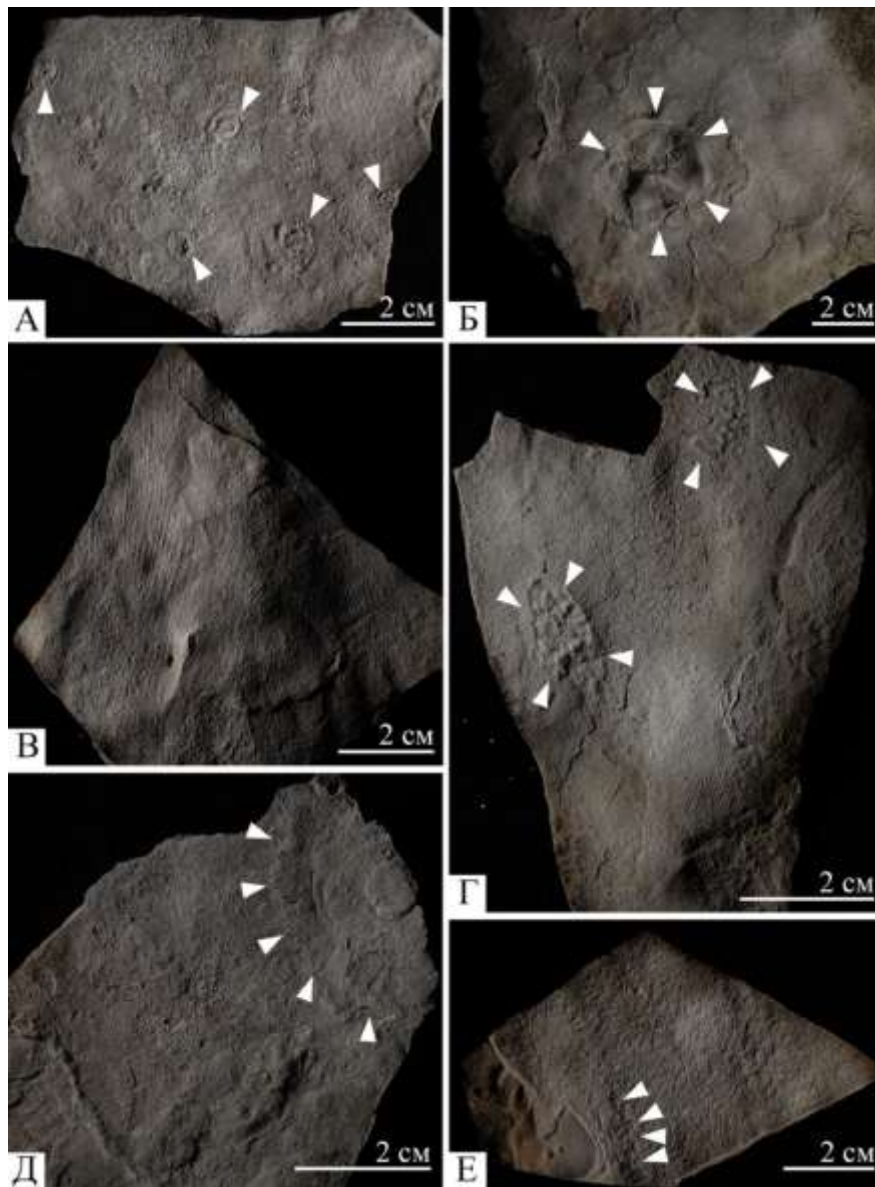


Рисунок 1. Новые находки ископаемых остатков эдиакарского типа из ашинской серии Южного Урала

*Условные обозначения:* (А, Б) органы прикрепления типа *Aspidella*; (В) арумбериоморфные текстуры; (Г) перьевидные отпечатки фрондоморфных организмов; (Д) органы прикрепления типа *Eororpita*; (Е) цепочкообразные многокамерные остатки палеопаспихнид.

На текущем этапе исследований новая коллекция из ашинской серии венда Южного Урала пока недостаточно богата для детальных палеоэкологических построений и выводов, реконструкции морфологических особенностей и тафономии ископаемых остатков. Тем не менее, новые находки демонстрируют высокую степень сохранности, а также открывают отчетливую перспективу для поиска богатейших местонахождений ископаемых остатков мягкотелых организмов эдиакарского типа во всем южноуральском регионе.

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

### **Список литературы**

1. Беккер Ю.Р. О выделении бакеевских отложений в стратотипическом разрезе рифея // Изв. АН СССР. Сер. геологическая. 1975. № 6. С. 125-129.
2. Беккер Ю.Р. Молассы докембрия. Л.: Недра, 1988. 288 с.
3. Гражданкин Д.В., Марусин В.В., Меерт Дж. и др. Котлинский горизонт на Южном Урале // Докл. АН. 2011. Т. 440. № 2. С. 201-206.
4. Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., и др. Основание венда на Южном Урале: Rb–Sr возраст глауконитов бакеевской свиты // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 5. С. 82-96.
5. Разумовский А.А., Новиков И.А., Рязанцев А.В. и др. Древнейшие вендские ископаемые Евразии: U–Pb-изотопный возраст басинской свиты (ашинская серия, Южный Урал) // Докл. АН. 2020. Т. 495. № 2. С. 3-8.
6. Рязанцев А.В., Разумовский А.А., Новиков И.А. и др. Возраст вулканических туфов в разрезах басинской и зиганской свит ашинской серии венда (эдиакария) на Южном Урале: результаты U–Th–Pb (SIMS и La–ICP–MS) датирования акцессорного циркона // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 508. № 1. С. 68-78.
7. Kolesnikov A.V., Marusin V.V., et al. Ediacaran biota in the aftermath of the Kotlinian Crisis: Asha Group of the South Urals // Precambrian Res. 2015. V. 263. P. 59-78.
8. Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G. et al. Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: Paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals // Precambrian Res. 2013. V. 236. P. 16-30.

## **ЗАТЕРЯННЫЙ МИР ВЕНДСКИХ МЯГКОТЕЛЫХ ОРГАНИЗМОВ УРАЛА**

***А.В. Колесников<sup>1,2</sup>***

<sup>1</sup>*Геологический институт РАН, Москва*

<sup>2</sup>*Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа*

*e-mail: kolesnikov@ginras.ru*

В данном сообщении представлено обобщение многолетних результатов палеонтологических исследований верхнего докембрия Среднего Урала. История изучения палеонтологических остатков вендских мягкотелых организмов на Среднем Урале начата в 1977 г. Именно 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, палеопасцихрид, 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 2021–2025 гг. 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 детальные исследования геологических разрезов чернокаменной свиты, толщи которых обнажены вдоль береговых линий указанных водоемов (по состоянию на 2025 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. Помимо этого, был получен CA-ID TIMS возраст циркона из апопелловых глин верхней части усть-сылвицкой свиты, который составил  $557.44 \pm 0.20$  млн лет. Новый палеонтологический материал отличается высокой степенью сохранности и включает в себя представителей групп рангеоморф, чуариоморфид, палеопасцихрид, арумбериоморф, 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 новые 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 РФФИ № 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 none-marine facies // Estudios Geologicos. 2019. V. 75 (2).

## **ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ЮЖНОГО УРАЛА (НЕКОТОРЫЕ НЕРЕШЕННЫЕ ВОПРОСЫ И ПРОБЛЕМЫ)**

***А.В. Маслов***

*Геологический институт РАН, Москва*

*e-mail: amas2004@mail.ru*

Западный склон Южного Урала (Башкирский мегантиклинорий) является, как известно, стратотипической местностью одного из крупнейших подразделений протерозоя – рифея. Здесь же представлен один из опорных разрезов венда. Общая конструкция как стратотипа рифея, так и разреза венда за последние годы принципиально не меняются, но ряд вопросов все еще требуют решения. Остановимся на них кратко.

Длительность бурзяния (раннего рифея) по современным оценкам достигает 350 млн лет. Этот фантастический по длительности интервал представлен в стратотипе всего тремя свитами – айской, саткинской и бакальской. Формально, таким образом, каждая из свит формировалась ~115 млн лет, или, если быть более точным, на долю саткинской свиты, как самой мощной и сложенной почти исключительно карбонатными, т.е. в идеале длительно накапливающимися, породами, приходится, возможно, ~2/3 этого времени. Но и тогда айская + бакальская свиты формировались в течении более чем 110 млн лет. Для свит фанерозоя такой временной масштаб просто немыслим.... Однако и некоторые, хорошо известные надсерии докембрия Северной Америки (Белт-Перселл, Вернеке и др.), характеризующиеся заметно большей мощностью и включающие несколько серий и значительное число свит (т.е. иерархически более сложные), и которые несколько десятилетий назад сопоставлялись почти со всем стратотипом рифея, формировались, как это сейчас установлено, не более чем за 60–75 млн лет. Поэтому вопрос о длительности формирования свит бурзянской серии – один из важных при дальнейших исследованиях.

С указанным вопросом, а также результатами палеомагнитных исследований красноцветных уровней рифея, полученными в последние годы специалистами ИГ УФИЦ РАН и ГИН РАН тесно связана и проблема длительности формирования верхнерифейской последовательности Южного Урала. Что я имею в виду? Недавно выяснено, что в красноцветных глинистых известняках катавской свиты каратавия присутствует высокотемпературная первичная компонента естественной остаточной намагниченности. Установлено, что верхняя часть катавской свиты характеризуется частой сменой магнитной полярности. Средняя длительность одной магнитозоны оценена И.В. Головановой с коллегами в 51.5 тыс. лет. Это сопоставимо с аналогичными данными для зиганской свиты верхнего венда Южного Урала, считающейся уникальной по частоте инверсий. На основе данных спектрального анализа магнитной восприимчивости пород верхней части катавской свиты оказалось возможным идентифицировать циклы Миланковича и показать, что интервал

разреза мощностью ~66 м накопился в течение ~3.2 млн лет (т.е. ~21 м/млн лет). Если предположить, что такая «скорость породообразования» (это, конечно, весьма вольный термин) была характерна для всего времени накопления катавской свиты (максимальная мощность ~400 м), а фациальный облик ее осадков принципиально не менялся, то «длительность формирования» катавской свиты может быть оценена примерно в 20 млн лет. Применяв этот же подход к миньярской (мощность 800 м) и укской (мощность 450 м) свитам, в разрезах которых также велика доля мелководно-морских карбонатных пород, получим «длительность формирования» обеих свит –  $40 + 22 = 62$  млн лет. «Скорость породообразования» для терригенных мелководно-морских толщ, как известно, больше, чем для толщ карбонатных, но используя и для них полученные для катавской свиты данные, мы видим следующее. Суммарная мощность зильмердакской свиты составляет ~3000 м, инзерской – 800(1000) м. «Длительность породообразования» для первой из названных свит равна  $3000 \text{ м} / (21 \text{ м/млн лет}) = 143$  млн лет (что, скорее всего, весьма завышено), для второй –  $1000 \text{ м} / (21 \text{ м/млн лет}) = 48$  млн лет. Итого суммарное время накопления всех пяти свит каратауской серии составляет по приведенным, крайне грубым, расчетам ~270 млн лет или менее, тогда как длительность позднего рифея равна  $1030 - 600 = 430$  млн лет. «Пропавшее» время, таким образом, достигает примерно 160 млн лет. Если оно «спрятано» в перерывах (предзильмердакском, предминьярском, преддукском, предбакеевском?), то длительность их должна быть достаточно велика.

Все еще под вопросом остается возраст завершающей юрматинскую серию авзянской свиты. Имевшаяся ранее для нее датировка минералогически не изученного глауконита давно не считается валидной. По хемотратиграфическим данным, полученным уже также достаточно давно западными специалистами, накопление слагающих ее терригенных и карбонатных отложений имело место не позднее 1270 млн лет назад. Если считать эту оценку возраста авзянской свиты корректной, то тогда между средним и поздним рифеем в стратотипической местности существует перерыв длительностью в 250–300 млн лет. Однако, хотя базальные уровни каратауской серии на территории Башкирского мегантиклинория везде залегают на подстилающих образованиях с размывом, последний не затрагивает даже верхов реветской подсвиты авзянской свиты, т.е. амплитуда указанного размыва, скорее всего, достаточно невелика. Может быть, и длительность предзильмердакского перерыва не столько значительна, как указано выше?

Еще один вопрос, на который хотелось бы в будущем получить внятный ответ. Более или менее корректно датированы в настоящее время только три верхние свиты каратауской серии (инзерская, миньярская и укская). Возраст катавской и зильмердакской свит не известен. На протяжении многих десятилетий на Северном Урале с зильмердакской свитой традиционно сопоставлялась/коррелировалась литологически на нее в существенной мере похожая ишеримская свита. Однако для нее недавно установлен возраст 1150–1080 млн лет (Петров и др., 2015). Не может ли быть более древним, чем это принимается ныне, и возраст зильмердакской свиты? Хотя такому предположению противоречит возраст самого молодого зерна обломочного циркона из аркозовых песчаников зильмердакской свиты (Маслов и др., 2018), но вопрос этот все еще нуждается в прояснении. Если же зильмердакская свита не имеет сопоставимого с ишеримской свитой возраста, то насколько ценны устоявшиеся в уральских стратиграфических схемах корреляции стратонев не по изотопным или биостратиграфическим данным, а по т.н. «общим/общегеологическим критериям»?

Исследования аршинской свиты (восточное крыло Башкирского мегантиклинория), привели к переводу ее в ранг серии, выделению ряда новых свит (байнасская, махмутовская, игонинская и шумская) и датированию присутствующих в составе игонинской свиты вулканитов (~732 и ~710 млн лет). Авторы этих работ (В.И. Козлов, В.Н. Пучков, А.А. Краснобаев, Н.Д. Сергеева и др.) считают возможным выделить в Общей стратиграфической шкале докембрия России (ОСШР) надкаратауский/довендский стратон («завершающий/терминальный рифей/аршиний») с возрастом 760?...600 млн лет. Аршиний,

по их мнению, включает аршинскую серию, породы которой распространены только на восточном крыле Башкирского мегантиклинория (Тирлянская синклиналь, страторегион); аналоги серии (криволукская свита) можно видеть и в Криволукской синклинали на юго-востоке Башкирского мегантиклинория. Идея эта в последние годы привлекает внимание многих коллег, главным образом, тех молодых специалистов, у кого еще недостаточно и опыта собственных исследований и знания результатов предшествующих исследований, проводящихся на западном склоне Южного Урала уже почти на протяжении столетия. Несмотря на многочисленные, посвященные аршинию, публикации коллег из Уфы и Екатеринбурга, внимательное их прочтение и знакомство с работами других авторов показывают, что вопрос о включении аршиния в ОСШР еще не вполне проработан.

Во-первых, используемые для обоснования возраста стратона аршиния геохронологические данные, достаточно противоречивы (Горожанин, 2023 и др.), так как возраст аршинских вулканитов не согласуется с более молодым возрастом глауконита подстилающей укской свиты. Во-вторых, все еще нет достаточной ясности в вопросе, какой стратон (укская, миньярская, арвякская свита или...) подстилает аршинскую свиту/серию? Также, как это показано в ряде публикаций В.М. Горожаниным, все еще недостаточно понятна последовательность напластования свит, выделяемых в сводном разрезе аршинской серии (вероятно, игонинско-шумская и байнаско-махмутовская последовательности в едином разрезе не встречаются), соответственно соотношение между ними все еще под вопросом. В-третьих, удивительно, но до настоящего времени имеют место различные точки зрения на то, что понимать под стратотипической местностью рифея. Так, в работе (Козлов, 1982) указано, что выделивший рифей Н.С. Шатский, считал его стратотипической местностью западную часть Башкирского мегантиклинория. В монографии (Стратотип..., 1983) под стратотипической местностью рифея понимается весь Башкирский мегантиклинорий. В последнем крупном обзоре строения Уральского складчатого пояса К.С. Иванов и В.Н. Пучков (2022) указывают, что стратотипические разрезы рифея находятся в северной зоне мегантиклинория (Тараташский антиклинорий). Вопрос о стратотипической местности рифея имеет не только сугубо академический характер. Если таковой является весь Башкирский мегантиклинорий – то вопрос о включении аршиния в сводный разрез рифея с течением времени может быть решен положительно, если же стратотипическими разрезами рифея считать разрезы западной части/крыла указанной структуры или его северной зоны, то, как представляется, «встроить» в стратотип рифея аршиний по формальным признакам все же нельзя (предельно заостряя эту проблему – это как встроить некий разрез Таймыра в шкалу Кавказа).

Еще один вопрос – стратиграфическая принадлежность бакеевской свиты, начинающей на западном склоне Южного Урала разрез ашинской серии. Возраст глауконита из слагающих ее песчаников определен недавно как  $642 \pm 9$  млн лет (Зайцева и др., 2019), и, при понимании ашинской серии как сугубо вендского стратона (вспомним насколько затертым в уральской и российской геологической литературе стало выражение «ашинская серия венда»), это автоматически привело авторов указанной датировки к выводу, что нижняя граница венда на Южном Урале (а при применении указанного в Стратиграфическом кодексе-2006 (2019) определения лимитотипа стратиграфической границы и венда вообще) имеет возраст ~640 млн лет. Однако, и в последнем издании Стратиграфического кодекса России (2019) и в издании 2006 г., граница рифея и венда все еще принимается на уровне 600 млн лет. Таким образом, бакеевская свита (как и коррелируемые с ним другие литостратиграфические единицы) – это формально верхнерифейский стратон. Если это так, то: 1) что тогда представляет на Южном Урале нижний венд? 2) граница рифея и венда на Южном Урале теряет свою историко-геологическую природу и приуроченность к крупной перестройке как стиля развития собственно стратотипической местности, так и, например, всей Восточно-Европейской платформы, на вендский период развития которой «выпали очень важные, переломные события в ее истории» [Аксенов, 1985, с. 25].

## НОВЫЕ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ИСКОПАЕМЫХ ОСТАТКОВ ЭДИАКАРСКОГО ТИПА НА СРЕДНЕМ УРАЛЕ

**В.Н. Паньков, В.А. Панькова, А.В. Колесников**

Геологический институт РАН, Москва

e-mail: pankov@ginras.ru

В настоящем сообщении приведены первые результаты изучения новых, ранее неизвестных, местонахождений палеонтологических остатков мягкотелых организмов эдиакарского типа из верхнего венда западного склона Среднего Урала. Полевые исследования были проведены в августе-сентябре 2024 г. и августе 2025 г. в среднем течении р. Косьва в районе Широковского водохранилища в Губахинском и Кизеловском муниципальных районах Пермского края. В стратиграфическом смысле местонахождения приурочены к чернокаменной свите сылвицкой серии.

Местонахождение, обнаруженное в 2024 г., расположено на правом берегу р. Косьвы в северной части Широковского водохранилища на южном склоне г. Лысая. Здесь обнажена средняя часть чернокаменной свиты, сложенная мощными пачками переслаивающихся аргиллитов, алевролитов и песчаников (рис. 1). Палеонтологические остатки представлены объемными слепками и отпечатками на подошвах алевролитов и мелкозернистых песчаников. Среди них выявлены представители палеопасцихрид (*Palaeopascichnus linearis*), чуариоморф (*Beltanelliformis konovalovi*), мавзонитоморф (*Mawsonites* sp.), аспиделламорф (*Aspidella* sp.), фрондоморф (*Charniodiscus* sp.) и рангеоморф (*Charnia* sp.).

Местонахождение, обнаруженное в 2025 г., расположено в среднем течении р. Косьвы, на левом берегу Широковского водохранилища в заливе р. Прикашерка (урочище Тундрино). В ходе полевых работ было установлено, что палеонтологические остатки приурочены к мощным выходам пачек переслаивающихся алевролитов и песчаников с тонкими прослоями аргиллитов верхней части чернокаменной свиты (рис. 2). Среди палеонтологических остатков выявлены представители палеопасцихрид (*Palaeopascichnus linearis*, *P. delicatus*, *P. gracilis*), аспиделломорф (*Aspidella* sp.) и вертикальных норок зарывания (*Bergaueria* isp.).

Таким образом, можно сделать предварительные выводы, что обнаружение большого количества остатков мягкотелых организмов эдиакарского типа с высокой степенью сохранности в новых местонахождениях в Пермском крае существенно расширяет представления как об их частоте встречаемости, так и плотности палеогеографического расселения. Кроме того, становится очевидно, что таксономическое разнообразие мира мягкотелых организмов венда, как и палеонтологический потенциал всего Среднего Урала были раскрыты далеко не полностью.

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

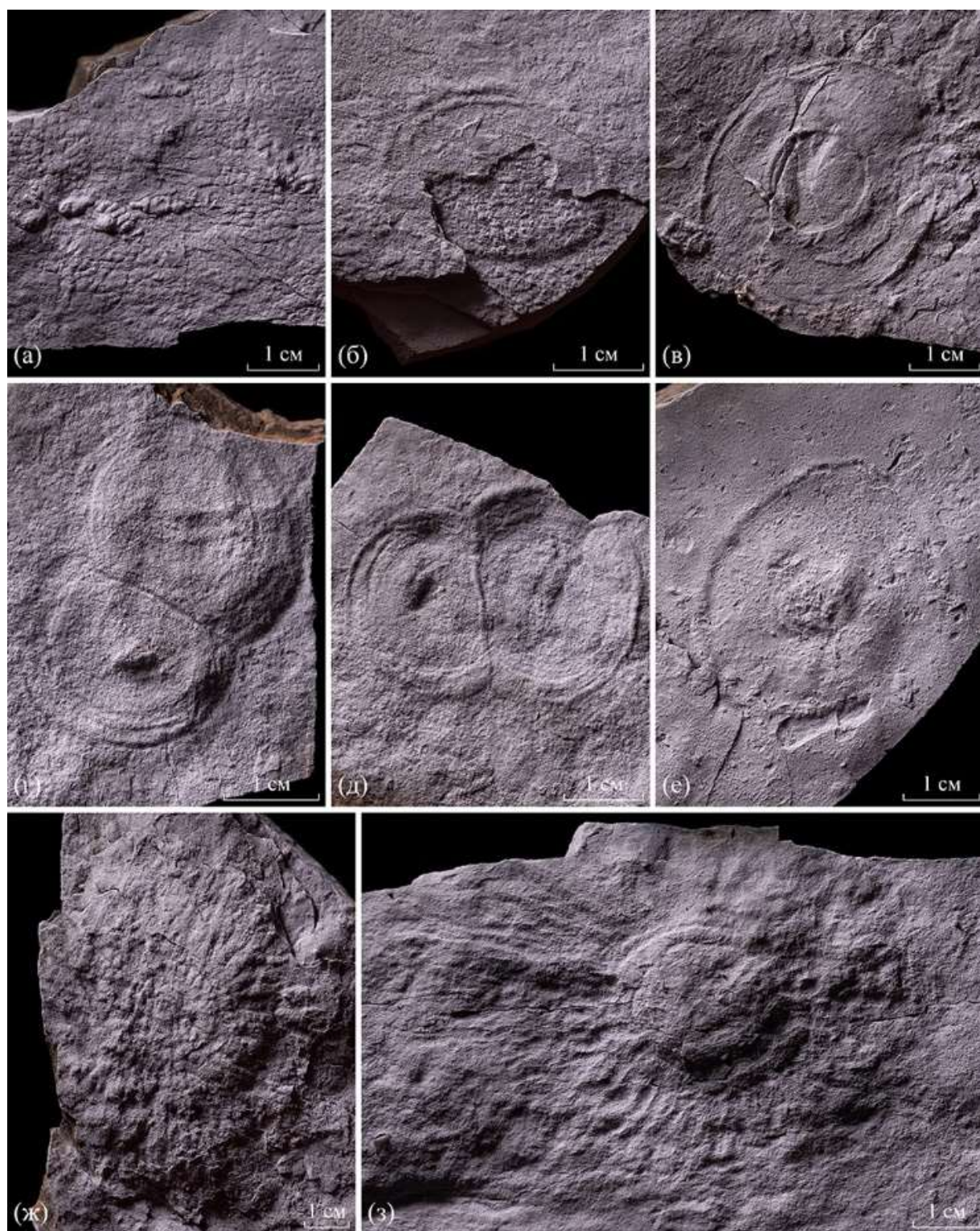


Рисунок 1. Остатки эдиакарского типа из местонахождения г. Лысая, Кизеловский муниципальный район Пермского края

Условные обозначения: (а) – палеопаспихниды, (б) – чуариоморфы, (в–е) – аспиделломорфы, (ж, з) – мавзонитоморфы.

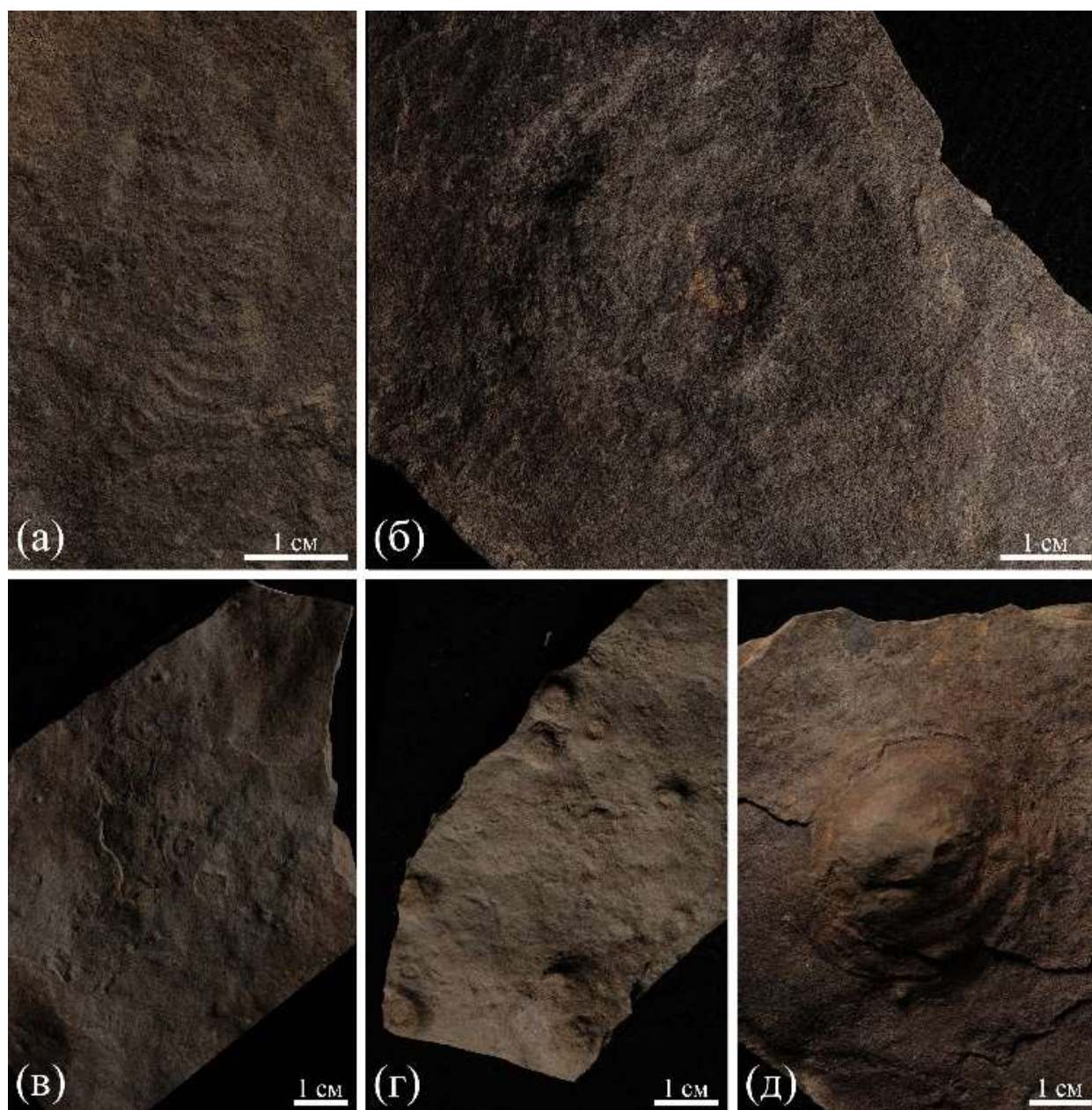


Рисунок. 2. Остатки эдиакарского типа из местонахождения р. Прикашерка, Губахинский муниципальный район Пермского края

Условные обозначения: (а) – *Palaeorascichnus delicatus*, (б, д) – *Aspidella sp.*, (в, г) – *Bergaueria sp.*

## ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ДИКИНСОНИЙ ИЗ ВЕНДА СРЕДНЕГО УРАЛА

**В.А. Панькова, В.Н. Паньков, А.В. Колесников**

Геологический институт РАН, Москва

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

Отпечатки *Dickinsonia* – одни из самых узнаваемых макроостатков, входящих в большую группу неясного систематического положения, более известную как вендская или эдиакарская ископаемая биота. Данная биота, известная нам исключительно благодаря уникальной сохранности в виде отпечатков, слепков или примитивных агглютинированных скелетных остатков, представлена настолько разнородными ассоциациями вымерших организмов, что установление их положения на филогенетическом древе эволюции до сих пор проблематично, и мировое сообщество не пришло к единому мнению относительно того, как функционировали эти живые системы прошлого. Остатки *Dickinsonia* чаще всего сохраняются в их прижизненном положении на подошвах осадочных пород в виде отпечатков тела, следов передвижения, прилипания и кормления (пастьбы). Ранее остатки *Dickinsonia* были обнаружены в горах Флиндерс в Южной Австралии, в долине р. Днестр в Подолии и на юго-восточном побережье Белого моря и в предыдущие годы эти остатки были интерпретированы по-разному: от медузоидных книдарий [Sprigg, 1949], представителей вымершей ветви организмов [Seilacher, 1992], протистов-ризопод [Seilacher et al, 2003], лишайников [Retallack, 2007], кольчатых червей [Wade, 1972; Runnegar, 1982], а в последнее время и как плакозои [Sperling & Vinther, 2010] и билатерии [Gold et al, 2015]. Новые открытия и методики изучения привели к всеобщему соглашению среди ученых о том, что дикинсонии необходимо относить к животным [Sperling and Vinther, 2010; Gold et al, 2015; Evans et al, 2017, 2019; Hoekzema et al, 2017; Bobrovskiy et al, 2018; Dunn et al, 2018]. Однако до сих пор существуют противоречивые интерпретации биологических и экологических характеристик *Dickinsonia*. Предметом дискуссий выступает симметрия организма – были ли модули смещены или сходились точно по срединной линии – и закономерности роста организма – были ли модули добавлены в той области, которая считается задней, или в противоположной – передней. На Среднем Урале Колесниковым А.В. и др. в 2016–2018 гг. было обнаружено богатое местонахождение с многочисленными отпечатками *Dickinsonia* [Bobkov et al, 2019; Sozonov et al, 2019], но детальных морфологических и морфогенетических исследований по этим образцам не было сделано. В 2024 г. нами были проведены повторные полевые исследования на Среднем Урале, на р. Сылвица в Свердловской области, в ходе которых были отобраны многочисленные отпечатки сложноустроенных организмов *Dickinsonia* для выявления морфологических и морфогенетических особенностей и сравнения их с уже известными данными по другим местонахождениям (юго-восток Белого моря, хребет Флиндерс в Австралии).

В коллекции по морфологии дикинсоний можно выделить три морфологических типа остатков. К первому типу относятся остатки размером от 3 мм до 40 мм, симметричные относительно срединной линии, по соотношению длины к ширине практически изометричные (рис. 1а, б). Ко второму типу относятся остатки дикинсоний, у которых ширина превышает длину и немного смещена срединная линия (рис. 1в, г). Размер остатков этого типа варьирует от 11 мм до 51 мм. К третьему типу отнесены сильно вытянутые остатки, у которых длина превышает ширину в 1,5 и более раз (рис. 1 д, е) и размер их варьирует от 8 мм до 59 мм. Срединная линия может отсутствовать в любом типе остатков. Также в коллекции присутствуют образцы с обоими типами симметрии организма: модули смещены относительно срединной линии и модули точно сходятся по ней. У некоторых экземпляров отсутствуют четкие края остатка, а в некоторых случаях около хорошо сохранившегося образца присутствуют слабо заметные отпечатки тел дикинсоний. Некоторые остатки

дикинсоний деформированы (загнуты) в передней области, а у некоторых деформирован внешний край.

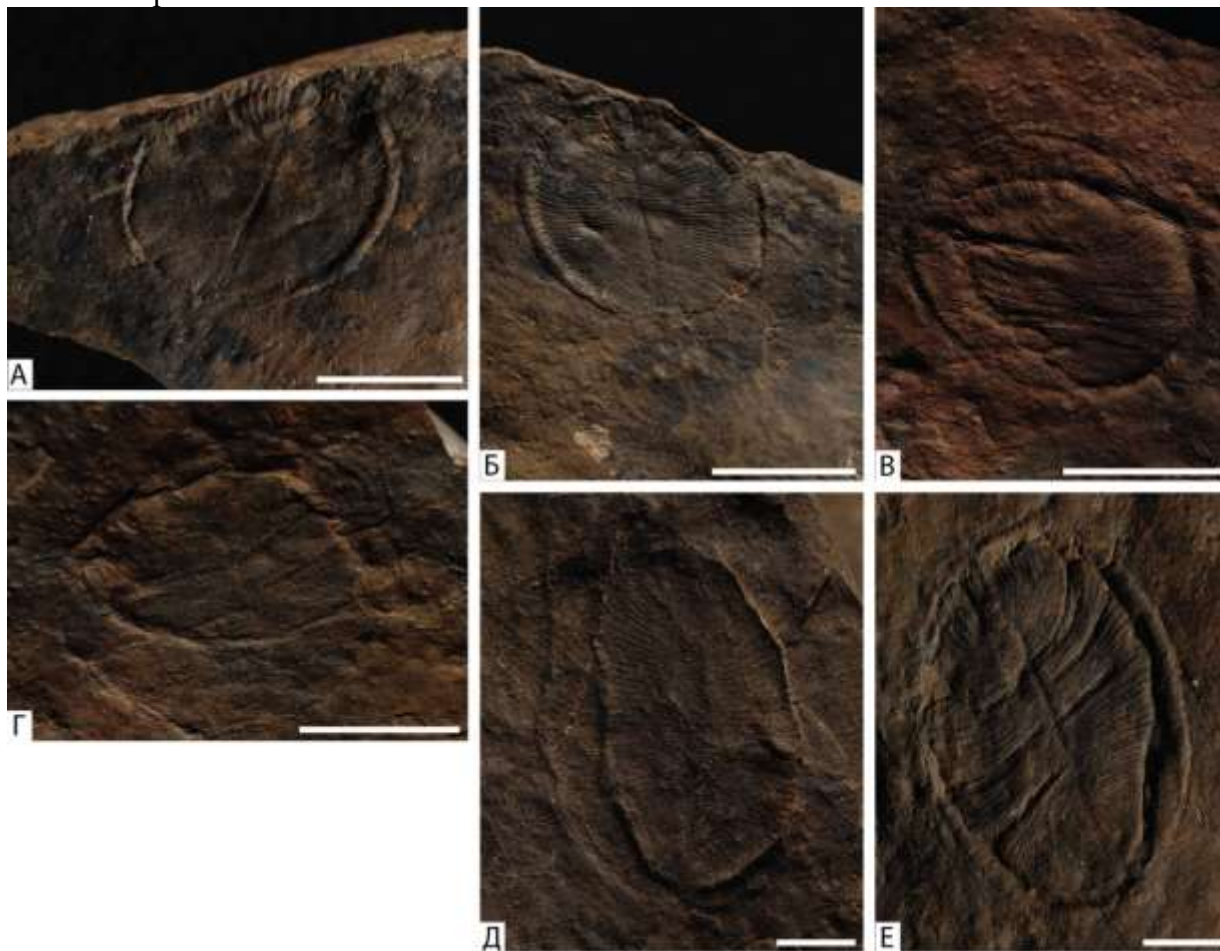


Рисунок 1. Представительные остатки дикинсоний из верхнего венда Среднего Урала. Длина масштабной линейки 1 см.

Таким образом, получены первые результаты исследования морфологии дикинсониеморфных организмов из верхнего венда Среднего Урала.

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

#### Список литературы

1. Bobkov N. I., Kolesnikov A. V., Grazhdankin D. V., Maslov A. V. 2019. The occurrence of *Dickinsonia* in non-marine facies // Estudios Geologicos. №2
2. Bobrovskiy I, Hope JM, Ivantsov A, Nettersheim BJ, Hallmann C and Brocks JJ. 2018. Ancient steroids establish the Ediacaran fossil *Dickinsonia* as one of the earliest animals // Science 361:1246-1249. 10.1126/science.aat7228. [PubMed: 30237355]
3. Dunn FS, Liu AG and Donoghue PCJ. 2018. Ediacaran developmental biology // Biological Reviews, 93:914-932. 10.1111/brv.12379. [PubMed: 29105292]
4. Evans SD, Droser ML and Gehling JG. 2017. Highly regulated growth and development of the Ediacara macrofossil *Dickinsonia costata* // PLoS ONE 12: e0176874. 10.1371/ journal.pone.0176874. [PubMed: 28520741]
5. Evans SD, Gehling JG, Erwin DH, Droser ML. Ediacara growing pains: Modular addition and development in *Dickinsonia costata* // Paleobiology. 2022;97:10.1017/pab.2021.31. doi: 10.1017/pab.2021.31.
6. Gold DA, Runnegar B, Gehling JG and Jacobs DK. 2015. Ancestral state reconstruction of ontogeny supports a bilaterian affinity for *Dickinsonia* // Evolution & Development 17:315-324. 10.1111/ede.12168. [PubMed: 26492825]

7. Hoekzema RS, Brasier MD, Dunn FS and Liu AG. 2017. Quantitative study of developmental biology confirms *Dickinsonia* as a metazoan // Proceedings of the Royal Society, Biology 284:20171348. 10.1098/rspb.2017.1348
8. Retallack GJ 2007. Growth, decay and burial compaction of *Dickinsonia*, an iconic Ediacaran fossil // Alcheringa 31:215–240. 10.1080/03115510701484705.
9. Runnegar B 1982. Oxygen requirements, biology and phylogenetic significance of the late Precambrian worm *Dickinsonia*, and the evolution of the burrowing habit // Alcheringa 6:223-239. 10.1080/03115518208565415.
10. Seilacher A. 1992. Vendobionta and Psammocorallia: lost constructions of Precambrian evolution. J. Geol. Soc. Lond. 149, 607-613. (doi:10.1144/gsjgs.149.4. 0607)
11. Seilacher A, Grazhdankin D, Legouta A. 2003 Ediacaran biota: the dawn of animal life in the shadow of giant protists. Paleontol. Res. 7, 43-54. (doi:10.2517/prpsj.7.43)
12. Sozonov N.G., Bobkov N.I., Mitchell E.G., Kolesnikov A.V., Grazhdankin D.V. The ecology of *Dickinsonia* on tidal flats // Estudios Geológicos julio-diciembre 2019, 75(2), e11.
13. Sperling EA and Vinther J. 2010. A placozoan affinity for *Dickinsonia* and the evolution of late Proterozoic metazoan feeding modes // Evolution & Development 12:201-209. 10.1111/ j.1525-142X.2010.00404.x. [PubMed: 20433459]
14. Sprigg R. 1949. Early Cambrian “jellyfishes” of Ediacara, South Australia and Mount John, Kimberley District, Western Australia. Transactions of the Royal Society, South Australia 73:72-99.
15. Wade M. 1972. *Dickinsonia*: polychaete worms from the late Precambrian Ediacaran fauna, South Australia. Memoirs of the Queensland Museum 16:171-190.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ УСТЬ-СЫЛВИЦКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕГО ВЕНДА СРЕДНЕГО УРАЛА

**В.А. Панькова<sup>1</sup>, В.Н. Паньков<sup>1</sup>, А.В. Колесников<sup>1</sup>, Н.Б. Кузнецов<sup>1</sup>, А.В. Шаццлло<sup>1,2</sup>, И.В. Латышева<sup>1</sup>, Т.В. Романюк<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Геологический институт РАН, Москва

<sup>2</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва

e-mail: pankova@ginras.ru

В данном сообщении приведены результаты исследования разреза усть-сылвицкой свиты сылвицкой серии верхнего венда в обнажениях 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. Губаха. Изначально стратотип усть-сылвицкой свиты был установлен Б.Д. Аблизиным с соавторами [Аблизин и др., 1982] на правом берегу р. Чусовой ниже по течению от устья р. Сылвицы. Авторы отмечали, что свита сложена красновато-бурыми, сиренево-коричневыми и зеленовато-серыми мелко- и среднезернистыми полимиктовыми песчаниками с горизонтальной, косой слоистостью и без видимой слоистости с прослоями алевролитов и аргиллитов. С нижележащей чернокаменной свитой усть-сылвицкая свита имела постепенный переход, а контакт с вышележащими отложениями (песчаники такатинской свиты нижнего девона) отвечал поверхности размыва. По данным Б.Д. Аблизина с соавторами [Аблизин и др., 1982], мощность усть-сылвицкой свиты в стратотипической местности составляла 350 м. Позже, Ю.Р. Беккер [Беккер, 1988] сообщил, что в стратотипе представлена только ее нижняя часть, а наиболее полный разрез можно наблюдать в левом борту долины р. Усьвы в обнажении Красная Гора. Однако, Д.В. Гражданкин с соавторами [Гражданкин и др., 2010] по результатам своих исследований сделали вывод, что разрез усть-сылвицкой свиты лучшим образом обнажен в стратотипической местности, а среднезернистые светло-серые

песчаники, выходящие на поверхность в долине р. Усьвы ниже по течению от о-ва Черемухового, которые Ю.Р. Беккер [Беккер, 1988] считал принадлежащими усть-сылвицкой свите, были отнесены ими к чернокаменной свите. Указанные песчаники выделены Д.В. Гражданкиным с соавторами в черемуховскую, а пестроцветные отложения в скале Красная Гора – в крутихинскую подсвиту в составе чернокаменной свиты. С другой стороны, авторы осторожно предположили, что разновозрастность усть-сылвицкой свиты и, также выделенной ими, кобылоостровской подсвиты чернокаменной свиты не исключена, и такая корреляция требует дополнительных исследований [Гражданкин и др., 2010]. Стоит также отметить, что какие-либо палеонтологические остатки в усть-сылвицкой свите предыдущими исследователями не были обнаружены.

В 2024 г. нами были проведены исследования усть-сылвицкой свиты в ее стратотипической местности в бассейне р. Чусовой в районе устья р. Сылвицы, а также севернее – по берегам Широковского водохранилища (среднее течение р. Косьва) и недалеко от г. Чусовой в Пермском крае. В результате установлено, что разрез усть-сылвицкой свиты в районе Широковского водохранилища является наиболее полным и представительным. Мощность свиты в нем достигает 650 м.

Выходы усть-сылвицкой свиты представлены разнообразными литотипами пород: алевропесчаниками, алевролитами, мелкозернистыми и среднезернистыми песчаниками и аргиллитами. Породы сложены кварцем, полевыми шпатами и различными обломками пород в разных соотношениях с присутствием второстепенных и акцессорных минералов таких, как хлорит, слюда (мусковит и измененный биотит), циркон, глауконит. Цемент, в основном, глинистый неразделенный и хорошо различимый хлоритовый, встречается карбонатный (кальцитовый) цемент. Текстура пород также разнообразная: однородная без видимой слоистости, слабо косослоистая, крупно косослоистая, ровно горизонтально-, волнистослоистая. Слоистость обусловлена различиями в размере зерен и составе. Косые серии встречены от мелкомасштабных до крупных мульдобразных и многоэтажных. На кровле песчаников и алевролитов присутствуют знаки крупной волновой ряби, а на подошве – многочисленные слепки эрозионных текстур размыва (flute casts). В породах встречается мелкая аргиллитовая галька шоколадного цвета, расположенная преимущественно параллельно слоистости.

В ходе полевых исследований разрезов сылвицкой серии в центральной части Кваркушко-Каменногорского антиклинория было установлено, что в усть-сылвицкой свите по определенным характеристикам может быть выделено три подсвиты: нижняя, средняя и верхняя.

Нижняя подсвита усть-сылвицкой свиты охарактеризована наличием буроватых, серых, серо-зеленых песчаников с крупной мульдобразной многоэтажной косой слоистостью, горизонтальной, а также волнистой слоистостью. Слоистость часто подчеркнута скоплениями плоских аргиллитовых галек шоколадного цвета. В качестве еще одного характерного признака выступают тонкие прослои мелкозернистых песчаников коричневого цвета. На верхних поверхностях напластования песчаников широко распространены знаки волновой ряби, в то время как на подошвах часто расположены слепки эрозионных текстур размыва (flute casts). Мощность нижней подсвиты усть-сылвицкой свиты оценена нами примерно в 540 м.

Для средней подсвиты характерно отсутствие видимой слоистости, преобладающий серо-зеленый цвет пород, преобладающий размер зерен песчаников (обнаружены песчаники тонко- и мелкозернистые), наличие слоя апопепловых глин белого цвета [Кузнецов и др., 2017], мощностью 20 см, и расположенного под ними слоя тонкозернистых песчаников с ярко-рыжими горизонтально ориентированными зернами калиевых полевых шпатов. Мощность средней подсвиты оценена нами в 30 м.

Строение верхней подсвиты имеет более разнообразный цвет и состав, появляются маломощные прослои алевролитов и аргиллитов между слоями коричневых, зеленых, светло-зеленых, бурых средне-, тонко- и мелкозернистых песчаников без видимой слоистости, с косой

и волнистой слоистостью. В отдельных слоях можно встретить чередование песчаников разной зернистости: от тонко- до среднезернистых. В этой части разреза на поверхностях напластования алевролитов и аргиллитов встречены многочисленные микробийальные текстуры типа *Arumberia*, характерные для крайне мелководных обстановок осадконакопления [Kolesnikov et al., 2017; McMahon et al., 2022]. В нижней и средней подсвитах усть-сылвицкой свиты такие текстуры не обнаружены. Мощность верхней подсвиты по нашим оценкам достигает 80 м.

Общая мощность нижней подсвиты в районе Широковского водохранилища составляет 540 м, что существенно больше мощности (до 350 м) в стратотипе свиты по р. Чусовой ниже устья р. Сылвицы [Аблизин и др., 1982; Гражданкин и др., 2010]. В этих разобщенных (90-100 км) разрезах состав и строение нижней подсвиты усть-сылвицкой свиты однотипны: подсвита представлена преимущественно мощными слоями буроватых, серых до серо-зеленых среднезернистых песчаников с крупной мульдобразной многоэтажной разнонаправленной косой слоистостью, часто подчеркнутой скоплениями плоских аргиллитовых галек шоколадно-коричневого цвета. По всей видимости, в стратотипической местности обнажена только нижняя часть усть-сылвицкой свиты.

Таким образом, изученные нами выходы усть-сылвицкой свиты в районе Широковского водохранилища и у г. Чусовой в сравнении со стратотипом, установленным в бассейне р. Чусовая у устья р. Сылвица, существенно более полные, хорошо обнаженные и легкодоступные, и могут быть предложены в качестве составного гипостратотипа.

*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. Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л. Осадочные системы сылвицкой серии (верхний венд Среднего Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 280 с.
4. Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Крупенин М.Т., Романюк Т.В., Маслов А.В. 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 // Докл. АН. 2017. Т. 473. № 3. С. 341-345.
5. Kolesnikov A.V., Danelian T., Gommeaux M., Maslov A.V., Grazhdankin D.V. Arumberiamorph structure in modern microbial mats: implications for Ediacaran palaeobiology // Bull. Soc. géol. Fr. 2017. V. 188. № 5. P. 57-66.
6. McMahon W.J., Davies N.S., Liu A.G., Went D.J. Enigma variations: characteristics and likely origin of the problematic surface texture *Arumberia*, as recognized from an exceptional bedding plane exposure and the global record // Geological Magazine. 2022. V. 159. № 1. P. 1–20.

#### **КОМПЛЕКСЫ КОНОДОНТОВ АЭРОНА ИЗ РАЗРЕЗА МАКСЮТОВО (ЮЖНЫЙ УРАЛ)**

***А.В. Рыскулова<sup>1</sup>, Т.М. Мавринская<sup>2</sup>, Р.Р. Якупов<sup>1</sup>***

*<sup>1</sup>Институт природы и человека УУНУТ, Уфа*

*e-mail: a.ryskulova262@gmail.com*

*<sup>2</sup>Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, г. Уфа,*

*e-mail: stpal@ufaras.ru*

На западном склоне Южного Урала ранее не были известны разрезы, включающие отложения аэронского яруса лландоверийского отдела силура. Постепенный переход к силуру предполагался в наиболее представительных разрезах Набиуллино и Максютото [Краузе, Маслов, 1961], где выше терригенно-карбонатных отложений с макрофауной среднего-позднего ордовика в углистых известково-глинистых прослоях были найдены теличские граптолиты. Пересмотр определений граптолитов разреза Набиуллино на данный момент не позволяет выделять отложения нижнего лландовери в стратотипе набиуллинской свиты [Суяркова, Якупов, 2020]. Биостратиграфическое изучение разреза Максютото (рис. 1) показало, что на западном склоне Южного Урала существует интервал аэронского века охарактеризованный ортостратиграфической группой фауны – конодонтами с перспективой выделения зональных подразделений.

Разрез Максютото расположен в широтном течении р.Белой, на правом обрывистом берегу у бывшей деревни Максютото, в подпоре Юмагузинского водохранилища (рис. 1). В скальных обнажениях на склоне вскрыты позднеордовикские песчаники тирляно-кагинской толщи, с угловым и стратиграфическим несогласием залегающие на ашинской свите венда. Выше терригенной толщи ордовика с постепенным переходом обнажаются доломитизированные известняки и песчанистые доломиты с редкими прослоями мелкозернистого песчаника, перекрытые глинистыми доломитами и аргиллитами с комплексом нижнетеличских граптолитов и конодонтов пограничной верхнеаэронской-нижнетеличской зоны *D. staurogathoides* (рис. 2): *Distomodus staurogathoides* (Walliser), *Astropentagnathus araneum* McCracken, *Astropentagnathus irregularis* Mostler, *Aulacognathus* sp. [Якупов, Мавринская, 2023]. Из скального обнажения доломитов мощностью до 10 м, залегающих непосредственно под первым появлением граптолитов и конодонтов теличского яруса при растворении получены следующие комплексы конодонтов:



Рисунок 1. Местоположение разреза Максютото

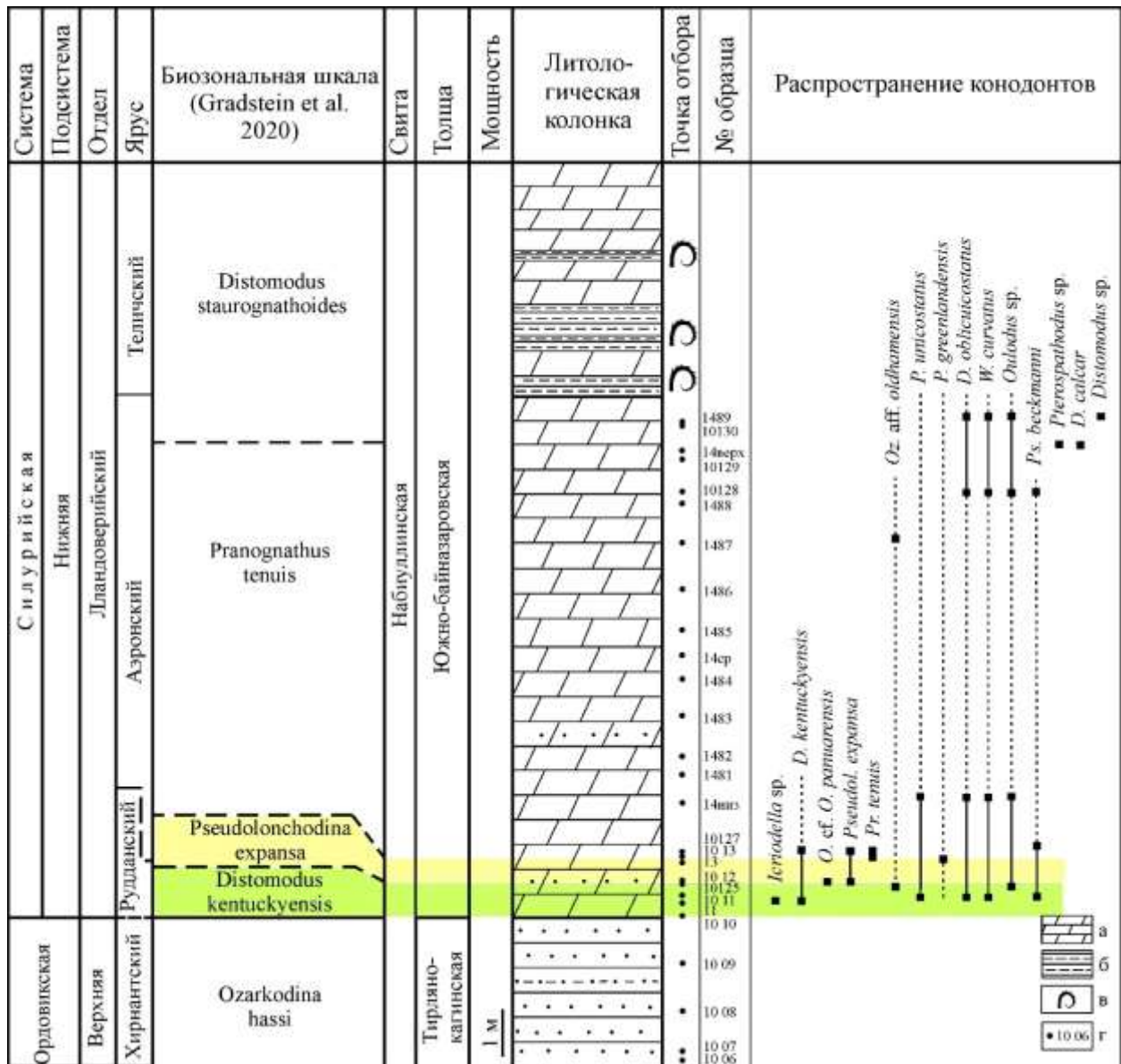


Рисунок 2. Распространение конодонтов в разрезе Максютово

Условные обозначения: а – доломиты; б – аргиллиты; в – граптолиты; г – номера образцов

Комплекс **Distomodus kentuckyensis**. Проходящий комплекс, характерный для нижнего аэрона, появляющийся в руддане. Нижняя граница комплекса установлена в основании доломитовой скалы по первому появлению экземпляров конодонтового вида *Distomodus kentuckyensis* Branson et Branson. Комплекс характеризуется немногочисленными элементами видов *Distomodus kentuckyensis* Branson and Branson, *Oulodus* cf. *O. panuarensis* Bischoff, *Ozarkodina* aff. *oldhamensis* (Rexroad), *Pseudooneotodus beckmanni* (Bischoff et Sannemann), *Icriodella* sp. (обр. 11; 12; 1011; 10125). Видовое и количественное разнообразие конодонтов небольшое. По совокупности видов можно говорить о рудданском и, возможно, нижеаэронском возрасте данного интервала.

Комплекс **Pseudolonchodina expansa**. Нижняя граница перекрывает комплекс *Distomodus kentuckyensis* и определяется появлением единичных элементов зонального вида *Pseudolonchodina expansa* Armstrong в 0,7 м выше от основания доломитовой скалы (обр. 10125-10127), что позволяет предполагать нахождение границы руддана и аэрона в нижнем интервале находок данного вида. Комплекс представлен многочисленными элементами рода

*Oulodus* и вида *Pseudooneotodus beckmanni* (Bischoff et Sannemann), встречаются редкие обломки элементов *Distomodus kentuckyensis* Branson et Branson.

Комплекс **Pranognathus tenuis**. Подошва комплекса перекрывает комплекс *Pseudolonchodina expansa* и определяется находками экземпляров вида *Pranognathus tenuis* (Aldridge) отличной сохранности (обр. 13) в 1,1 м выше от основания скалы, подтверждающими аэронский возраст отложений в интервале находок. Комплекс характеризуется единичными элементами видов *Pranognathus tenuis* (Aldridge), *Distomodus kentuckyensis* Branson et Branson и рода *Oulodus*. Верхняя граница комплекса в настоящее время не установлена в связи с исчезновением органики в вышележащих 7 м разреза.

Комплекс **Distomodus calcar**. Характеризуется появлением многочисленных экземпляров вида *Distomodus calcar* Bischoff, 1986 в кровле доломитовой толщи (8,3 м от основания скалы), а также единичными элементами видов *Pterospathodus* sp., *Ozarkodina* aff. *oldhamensis* (Rexroad), *Pseudooneotodus beckmanni* (Bischoff et Sannemann) (обр. 14 верх). Комплекс предположительно соответствует верхнему аэрону и перекрывается пограничным комплексом аэронских и телических конодонтов зоны *D. staugognathoides* (7,3+м) (обр. 10129).

Таким образом, на западном склоне Южного Урала в разрезе Максютотова впервые выделены и описаны конодонтовые комплексы из отложений, соответствующих всему аэронскому ярусу лландоверийского отдела силура (рис. 2).

*Работа выполнена в рамках Государственного задания ИГ УФИЦ РАН № FMRS-2025-0013 («Фанерозой Южного Урала и прилегающих территорий: корреляция, палеонтология, основные события и геологические процессы»).*

#### Список литературы

1. Краузе С.Н., Маслов В.А. Ордовик, силур и нижний девон Западного склона Башкирского Урала. Уфа: БФАН СССР. 1961. 94 с.
2. Суяркова А.А., Якупов Р.Р. Граница ордовика и силура на Южном Урале: новые данные по граптолитам и ревизия определений прошлых лет (разрез Набиуллино, Западно-Залаирская СФЗ) // Труды палеонтологического общества, 2020. Том III. С. 64-79.
3. Якупов Р.Р., Мавринская Т.М. Новые данные о раннесилурийских отложениях разреза Максютотова (Южный Урал) // «Био- и геособытия в истории Земли. Этапность эволюции и стратиграфическая корреляция» Материалы LXIX сессии палеонтологического общества при РАН 3–7 апреля 2023 года Санкт-Петербург. 2023. С. 160-162.
4. Felix M. Gradstein, James G. Ogg, Mark D. Schmitz and Gabi M. Ogg. Published by Elsevier BV. Geologic Time Scale 2020 Volume 2. 2020, 521 p.

### КОНОДОНТЫ ИЗ ОТЛОЖЕНИЙ ВЫСОТИНСКОГО ГОРИЗОНТА (НИЖНИЙ-СРЕДНИЙ ЖИВЕТ) В РАЗРЕЗЕ ПОКРОВСКОЕ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

**А.Р. Шарипова**

*Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, 450077,  
г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2,  
e-mail: lar862010@mail.ru*

Разрез «Покровское» расположен на восточном склоне Среднего Урала, в пределах одноименного села в Артемовском районе (Свердловская область). Представляет собой группу обнажений по обоим берегам р. Бобровка, а также небольшие вскрытые выходы в канавах, дорожных колеях и карьере.

Автором проведен анализ конодонтовых комплексов из отложений высотинского горизонта живетского яруса, вскрытых выходом По–1, координаты 57° 21' 184"с.ш., 61°41'673"в. д (=88123 согласно [Наседкиной и др., 1990; Наседкиной, Бороздиной, 1999]). Отложения представлены вишнево–серыми, серовато–розовыми, розовато-серыми, серыми со слабым зеленым оттенком песчанистыми известняками. Породы слоистые, тонкоплитчатые (до 10 см), биокластовые от мелкозернистых до грубозернистых. Содержат разнообразную фауну: тентакулиты, брахиоподы, остатки трилобитов, рыб, членики криноидей, остракоды, гониатиты [Наседкина, Бороздина 1999; Бикбаев и др., 1998; Тельнова и др., 2025, в печати]. Видимая мощность выхода в пределах 3 м.

Самая нижняя часть выхода По–1 в интервале 0,38 м (рис.1, 2, образцы По–1–0В, По–1–0Б, По–1–0А) сложена вишнево–серыми, ожелезненными песчанистыми известняками с комплексом конодонтов родов *Polygnathus*, *Linguipolygnathus*, *Eucostapolygnathus*, *Belodella*, *Icriodus*, *Tortodus*. Общее количество Ра элементов около 130 экз. В основном это виды группы *Pol. pseudofoliatus* (50%), включающие *Polygnathus eiflius* Bischoff & Ziegler, *Pol. pseudoeiflius* Walliser & Bultynck, *Pol. pseudofoliatus* Wittekind. Присутствуют *Eu. kluepfeli* (Wittekindt) (15%), *Linguipolygnathus ling.* (Hinde) (10%), *Pol. ensensis* Ziegler, Klapper & Johnson (10%), *Icr. Obliquimarginatus* Bischoff & Ziegler (1 экз.). *Eu. kluepfel* (Wittekindt), *Pol. pseudoeiflius* Walliser & Bultynck, *Pol. eiflius* Bischoff&Ziegler, *Pol. pseudofoliatus* Wittekindt исчезают в середине интервала.

В образце По–1–0А (в 0.30 м ниже подошвы слоя с обр. По-1-1) встречен один экз. *Pol. timorensis* Klapper, Philip & Jackson–вид индекс одноименной зоны. Этот факт позволяет допустить принадлежность данного интервала к зоне *Pol. timorensis*? [Becker et al., 2020].

В интервале выше по разрезу (обр. По–1–0 до По–1–5) мощностью 0.84 м конодонтовый комплекс существенно меняется (рис.1). Преобладают конодонты группы *varcus* (180 экз.): *Pol. ensensis* Ziegler, Klapper & Johnson (5%), *Pol. rhenanus* Ziegler, Klapper & Jackson (15%) *Pol. varcus* Ziegler, Klapper & Jackson (20%), *Pol. xylus* Stauffer (10%). Обнаружены *Ctenopolygnathus klapperi* Clausen, Leuteritz & Ziegler, *Ct. weddigei* (Clausen, Leuteritz & Ziegler), *Lin. ling.* (Hinde) – всего 160 экз. Отмечаются обломки представителей рода *Tortodus*. В образцах По–1–02, По–1–3А обнаружены 4 экз. редко встречающегося рода *Ancyrolepis*: *Ancyrolepis cixerriensis* Olivieri, *Anc. aff. walliseri* (Wittekindt) (рис.2). По присутствию в комплексе зональных видов *Pol. rhenanus* и *Pol. varcus* этот интервал соответствует зоне *Pol. rhenanus* / *Pol. varcus* [Becker et al., 2020].

В верхней части изученного выхода (образцы По–1–06, 1–07, 1–08) мощностью 0.90 см выделен комплекс конодонтов с зональным видом *Pol. ansatus* (рис.1). Вместе с проходящими видами из нижележащих отложений встречены *Ct. mucronatus* (Wittekindt), *Pol. cf. rhenanus sagitta* Narkievich, *Tortodus weddigei* Aboussalam (рис. 2). Заметно увеличивается количество экземпляров видов *Ct. klapperi* Clausen, Leuteritz & Ziegler, *Ct. weddigei* (Clausen, Leuteritz & Ziegler), *Lin. ling.* (Hinde) (всего 300 экз.). Сокращается численность *Pol. rhenanus* Ziegler, Klapper & Jackson, *Pol. varcus* Ziegler, Klapper & Jackson. В обр. По–1–08 резко увеличивается количество *Pol. timorensis* Klapper Philip & Jackson (30 экз.) и *Pol. ansatus* Ziegler, Klapper & Johnson (15 экз.). Приведенный комплекс конодонтов характеризует зону *Pol. ansatus* [Becker et al., 2020].

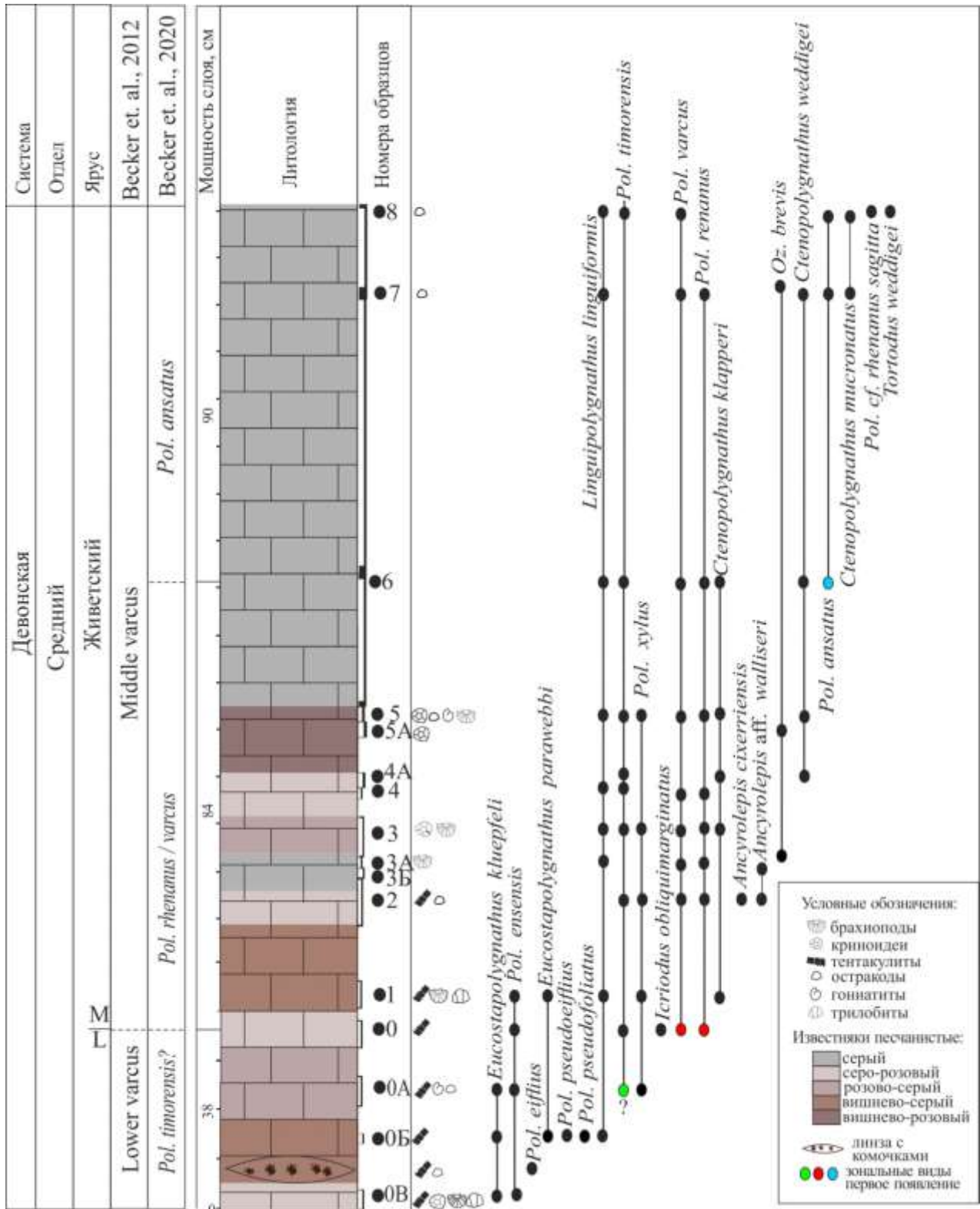


Рисунок 1. Распространение конодонтов в нижнем и среднем живете в выходе По-1.

Полученные автором результаты позволили провести более детальное расчленение отложений в выходе По-1 и выделить интервал с последовательностью от нижнеживетских отложений (зона *Pol. timorensis*) к среднеживетским в объеме зон *Pol. rhenanus / Pol. varcus* и *Pol. ansatus*.

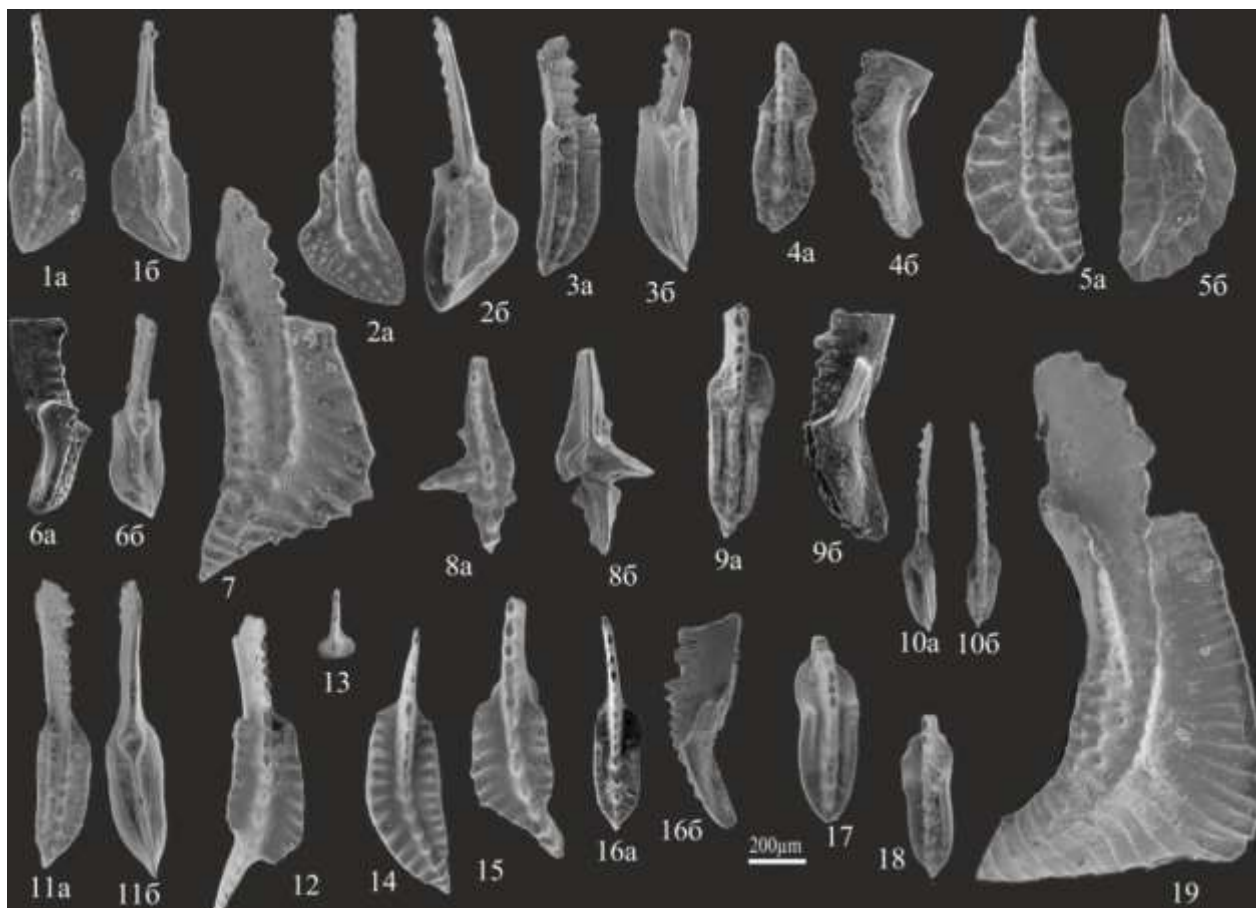


Рисунок 2. Конодонты нижнего и среднего живета в разрезе По-1.

Условные обозначения: **1, 2** – *Polygnathus pseudoeiflius* Walliser & Bultynck, 2011, 1a, 2a – вид сверху, 1б, 2б – вид снизу, обр. 0Б; **3, 6** – *Pol. ensensis* Ziegler, Klapper & Johnson, 1976, 3a, 6a – вид сверху, 3б, 6б – вид снизу, 3 – обр. 0А, 6 – обр. 1; **4, 9** – *Pol. timorensis* Klapper, Philip & Jackson, 1970, 4a, 9a – вид сверху, 4б, 9б – вид снизу, 4 – обр. 0А, 9 – обр. 3; **5** – *Pol. kluepfeli* Wittekindt, 1966, 5a – вид сверху, 5б – вид снизу, обр. 0А; **7, 19** – *Linguipolygnathus ling.* (Hinde), 1879, вид сверху, 7 – обр. 1, 19 – обр. 8; **8** – *Ancyrolepis cixerriensis* Olivieri, 1985, 8a – вид сверху, 8б – вид снизу, обр. 2; 9 – обр. 3; **10** – *Pol. rhenanus* Ziegler, Klapper & Jackson, 1970, обр. 5; **11** – *Pol. xylus* Stauffer, 1940, 11a – вид сверху, 11б – вид снизу, обр. 5; **12, 15** – *Stenopolygnathus mucronatus* (Wittekindt), 1966, вид сверху, 12 – обр. 8, 15 – обр. 7; **13** – *Ozarkodina brevis* (Bischoff and Ziegler, 1957), вид сверху, обр. 07; **14** – *Ct. weddigei* (Clausen, Leuteritz & Ziegler) 1979, обр. 7; **16, 17, 18** – *Pol. ansatus* Ziegler, Klapper & Jackson, 1970, 16a, 17, 18 – вид сверху, 16б – вид снизу, обр. 8.

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИГ УФИЦ РАН № FMRS-2025–0013 («Фанерозой Южного Урала и прилегающих территорий: стратиграфия, корреляция, палеонтология, основные события и геологические процессы»).

#### Список литературы

1. Бикбаев А.З., Снигирева М.П. К стратиграфии живетско-франских отложений на восточном склоне Среднего Урала // Ежегодник–1997. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. С. 3-62.
2. Наседкина В.А., Бороздина Г.Н. Конодонты из пограничных отложений среднего и верхнего девона на восточном склоне Среднего Урала // Проблемы стратиграфии и палеонтологии Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1999. С. 51-74.

3. Наседкина В.А., Постоялко М.Б., Плюснина А.А., Зенкова Г.Г., Петрова Л.Г., Степанова Т.И., Черепанова Н.А., Ширшова Д.И. К стратиграфии верхнего девона на восточном склоне Среднего Урала // Проблемы стратиграфии Урала. Свердловск: УО АН СССР. 1990. С.22-33.

4. Тельнова О. П., Дуб С. А., Мельничук О. Ю., Артющкова О. В., Евдокимова И. О. Пограничные отложения среднего и верхнего девона в разрезе «Покровское» (восточный склон Среднего Урала). История изучения и новые результаты исследований // Геосферные исследования (в печати).

5. Becker R.T., Marshall J.E.A., Da Silva A.–C. The Devonian Period / In The Geological Time Scale 2020 (eds Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D., Ogg, G.M.). 2020. P. 733-810.

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

#### **МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДОЛЕРИТОВ ИЗ СИЛЛОВ БУГОДАКСКОЙ ПЛОЩАДИ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)**

*А.М. Васильев*

*Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, г. Уфа  
e-mail: andvas02@gmail.com*

В Западно-Магнитогорской зоне Южного Урала выделен субмеридиональный пояс маломощных долеритовых силлов протяжённостью >200 км [Рахимов и др., 2025]. Они по геолого-географическому принципу объединены в 4 группы (с севера на юг): Бугодакскую, Чебаркульскую, Абдулмамбетовскую, Худолазовскую. В трёх последних породы датированы U-Pb методом по циркону:  $333.7 \pm 1.8$ ,  $332.1 \pm 1.8$ ,  $357.7 \pm 1.3$  млн лет. Бугодакская группа силлов (БГС) локализована между озёрами Большой и Малый Бугодак. Согласно объяснительной записке к ГДП-200 листа N-40-XXIX [Монтин и др., 2015] БГС находится внутри Чебаркуль-Бугодакской моноклинали, имеющей субмеридиональное простирание, и сложенной вулканотерригенными породами бугодакской ( $D_{3f}$ ) и зилаирской ( $D_{3fm}$ ) свит. Её относили к первой фазе внедрения худолазовского дифференцированного комплекса, включающей габбродиориты, габбродиорит-порфириты, габбро, габбро-порфириты, габбродолериты. Однако петротип худолазовского комплекса, расположенный в Худолазовской мульде и включающий большой объём такситовых габбро, отличается по петрографическим и геохимическим характеристикам.

В связи с тем, что датировки силлов различаются на 25 млн лет, целесообразно определить различия между ними, в первую очередь по минералого-петрографическим особенностям. Это поможет предварительно оценить возрастной уровень БГС. Нами опробованы 5 тел БГС и по 7 шлифам проведено их петрографическое и минералогическое изучение. Образцы достаточно однотипны по минералого-петрографическим особенностям, различаясь между собой степенью метасоматического преобразования – от умеренно- до сильнометасоматизированных. Породы имеют мелкозернистую габброофитовую и пойкилоофитовую структуру (рис. 1), встречаются участки с диоритовой структурой. При помощи оптической и сканирующей электронной микроскопии диагностированы следующие минералы (в порядке количественного убывания): Na-плагиоклазы (50–60%), клинопироксен (5–35%), роговая обманка (5–25%), хлорит (5–10%), пренит (2–8%), кварц (1–3%), мусковит (до 2%) кальцит (1–2%), актинолит (до 1%), апатит (до 1%), титанит (до 0,5%), титаномагнетит (до 0.5%), эпидот (до 2%), барит (до 1%), магнетит (до 0.5%), рутил (до 0.3%), гётит (до 0.3%), ильменит (до 0.1%). Таким образом, в целом силлы сложены роговообманковыми долеритами.

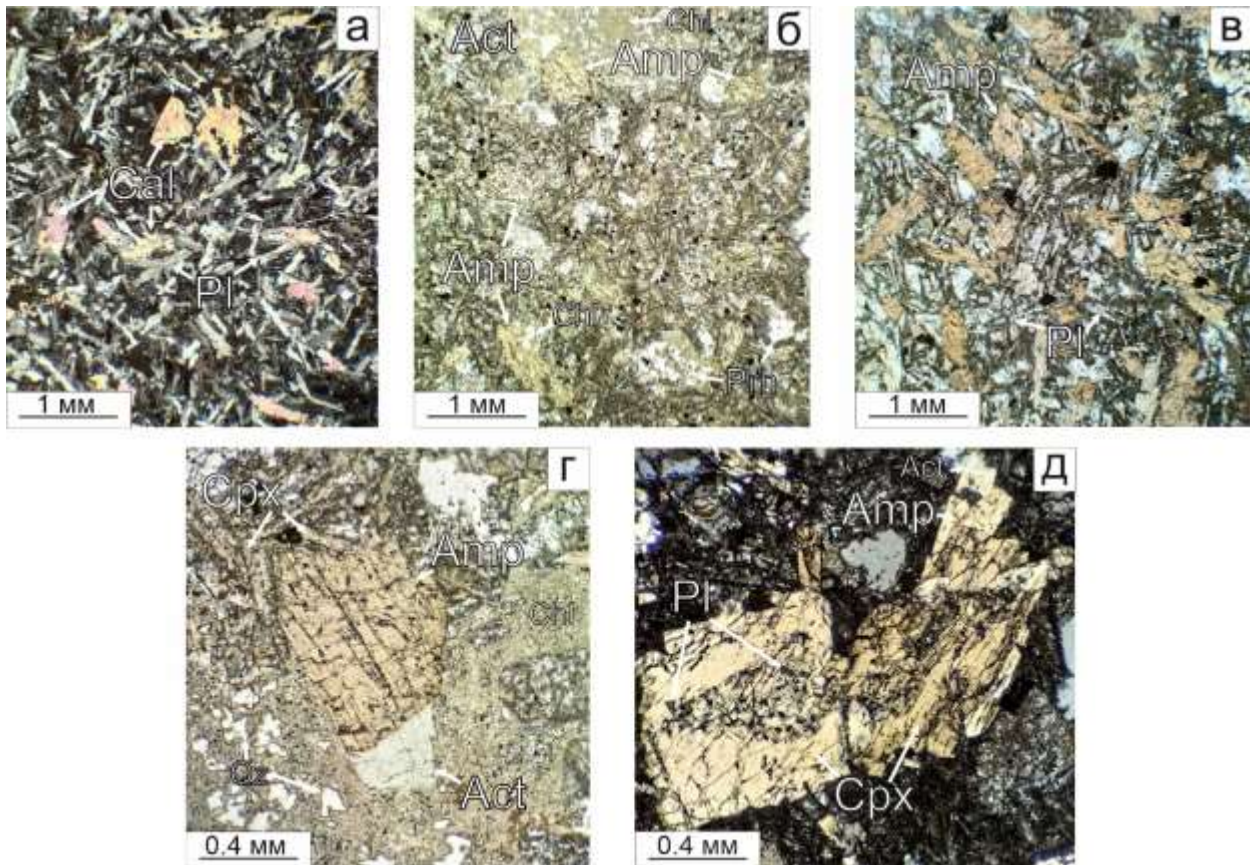


Рисунок 1. Микрофотографии с оптического микроскопа долеритов Бугодакской группы

Условные обозначения: а) офитовая среднезернистая структура матрицы (с анализатором), б) офитовая мелкозернистая структура (без анализатора), в) офитовая среднезернистая структура матрицы (без анализатора), г) частично замещённый хлоритом кристалл роговой обманки (без анализатора), д) сдвойникованный микрофенокристалл клинопироксена (с анализатором). Act – актинолит, Cal – кальцит, Chl – хлорит, Cpx – клинопироксен, Amp – роговая обманка, Pl – плагиоклаз.

Плагиоклаз являлся самым распространённым минералом, но нацело заместился агрегатом вторичных минералов: альбитом, серицитом, пренитом, хлоритом, эпидотом. Лейсты-псевдоморфозы имеют размеры 0.1–0.2 мм (w) × 0.3–0.8 мм (l). В наиболее изменённых образцах центральная часть зёрен преобразована в скрытокристаллическую массу.

Клинопироксен представлен тремя морфологическими разновидностями кристаллов: 1) мелкими идиоморфными и субидиоморфными изометричными (0.07–0.1 мм в поперечнике); 2) идиоморфными призматическими (0.1–0.4 мм (w) × 0.3–1 мм); 3) крупными пойкилитовыми (ойкокристами) ксеноморфными (до 1.2 мм в поперечнике). На классификационной диаграмме клинопироксен в основном попадет в поле диопсида, единичные точки попадают в поле эндиопсида (рис. 2а). Средний состав клинопироксена в изученных пробах  $Wo_{48.9}En_{45.9}Fs_{5.2}$ .

Роговая обманка в разных образцах является вторым или третьим по распространённости породообразующим минералом. В большинстве образцов по роговой обманке хлорит или актинолит образуют частичные псевдоморфозы. Обычно роговая обманка представлена идиоморфными зёрнами размер которых чаще всего варьирует от 0.1 до 0.5 мм в поперечнике. Окраска варьирует от коричневой до светло-зелёной (в краях выделений). Согласно классификационной диаграмме, роговая обманка отвечает паргаситу (рис. 2б).

Содержания  $TiO_2$  (1.12–4.72 %) сильно варьируют, примесь K (0.72 %) и  $MnO_2$  (0.33 %),  $V_2O_5$  в нескольких образцах достигает 0.19%.

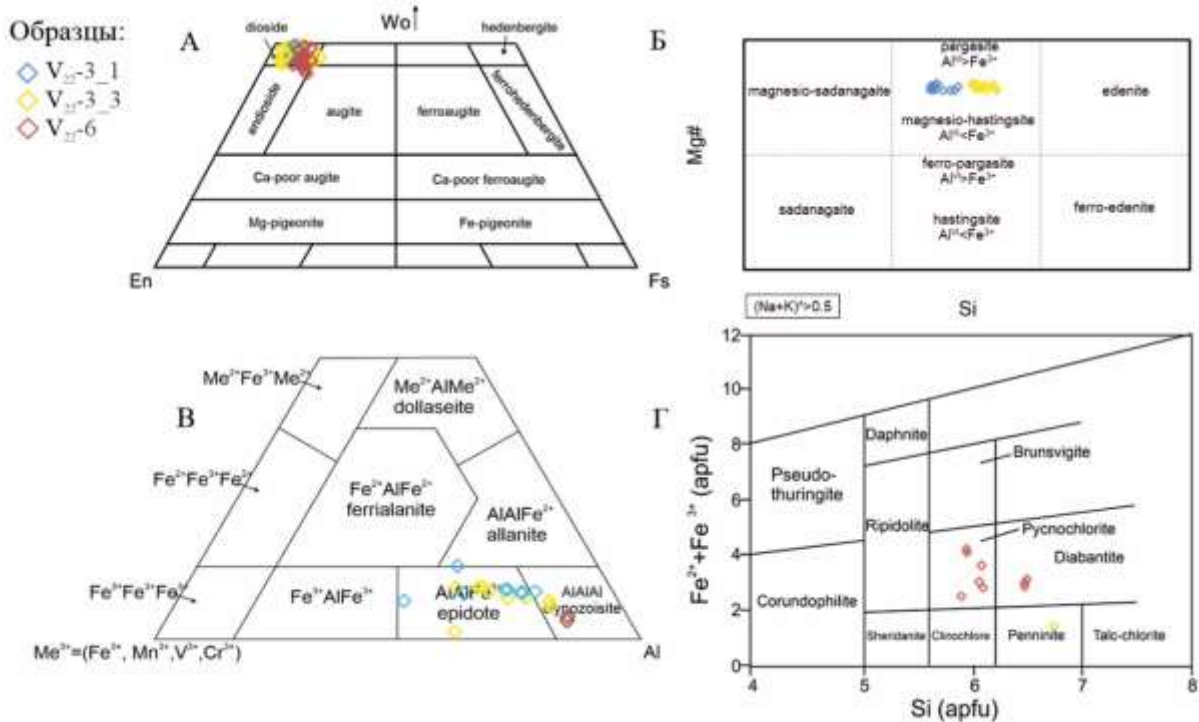


Рисунок 2. Классификационные диаграммы для главных минералов долеритов Бугодакской группы

Условные обозначения: а) Wo–En–Fs для клинопироксена, б) Si–Mg# для роговой обманки, в) Fe<sup>3+</sup>–Al–Fe<sup>2+</sup>–Me<sup>2+</sup> для эпидота, г) Si–Fe<sup>2+</sup>+Fe<sup>3+</sup> для хлорита.

*Апатит* представлен шестоватыми кристаллами, длина которых достигает 0.5 мм, в среднем 0.05–0.1 мм. Минерал часто образует включения в плагиоклазе (соссюритовом агрегате) и в роговой обманке.

*Хлорит* является вторым по распространённости вторичным минералом после альбита. Он частично или реже полностью заместил клинопироксен и роговую обманку (рис. 1б, г), а также незначительно плагиоклаз (в составе соссюритового агрегата). Формы кристаллов хлорита – мелкодисперсные игольчатые выделения и сплошные массы листовато-чешуйчатых зёрен. Размеры таких агрегатов варьируют чаще всего в пределах от 0.3–0.8 мм. На классификационной диаграмме составы хлорита соответствуют диабантину и пикнохлориту, незначительное количество анализов в поле пеннина (рис. 2г). Для определения температуры использовался мономинеральный хлоритовый термометр [Bourdelle, Cathelineau, 2015]. По результатам расчётов определено, что хлорит кристаллизовался в диапазоне температур 135–250 °С.

*Пренит* – является третьим по распространённости вторичным минералом (после альбита и хлорита). Представлен листовато-чешуйчатыми пятнистыми и радиально-лучистыми агрегатами, которые замещают плагиоклаз и роговую обманку. Размеры агрегатов от 0.1–0.3 до 1.9 мм. Средний состав пренита в виде кристаллохимической формулы:  $(Ca_{2.03})(Al_{1.82}, Si_{3.00}, Fe_{0.181})O_{10}(OH)_2$ .

Прочие минералы (силикаты, барит, кальцит) являются редкими и имеют явно вторичное происхождение. Эпидот и клиноцоизит (рис. 2в) представлены мелкими ксеноморфными выделениями до 0.1 мм в основном в соссюритовой матрице, реже идиоморфные таблитчатые

зёрна в сростании с альбитом и кварцем. Мусковит образует чешуйчатые и более сложные слоистые выделения размером от 0.1 до 0.3 мм в поперечнике, во всех образцах хлорит образует псевдоморфозы по мусковиту. Кальцит встречается в интерстициях в виде угловатых ксеноморфных выделений размером до 0.65 мм. Кроме того, кальцит вместе с кварцем выявлен в тонких (0.07-0.2 мм) кальцит-кварц-пренитовых жилах, секущих породу. В агрегатах замещения роговой обманки встречается светло-зелёный актинолит в виде мельчайших игольчатых кристаллов внутри хлоритовой массы. Барит встречается в виде двух морфологических типов: 1) мелких идиоморфных изометричных зерен размером до 0.01 мм; 2) ксеноморфные амёбовидные выделения размер которых достигает 0.05 мм. Находится в виде включений роговой обманке и клинопироксене.

Наиболее распространенными рудными минералами являются: титаномагнетит, титанит, рутил, ильменит, гетит. В наиболее изменённом образце (V<sub>22-6</sub>) количество рудных минералов намного выше, в нём широко развит гетит, заместивший титаномагнетит. Титанит образует частичные псевдоморфозы по титаномагнетиту в виде ламелей или ксеноморфных выделений с амёбовидным или каплевидным сечением. По морфологии зёрен титаномагнетита выделяются ксеноморфные и субидиоморфные кристаллы тетраэдрического очертания. Содержание TiO<sub>2</sub> в титаномагнетите от 6.92 до 21.69%, также определены следующие примеси (мас. %): V 0.45–0.7, Co до 0.33, ZnO до 0.25. Ильменит образует субмикронные ксеноморфные выделения в агрегатах преобразования титаномагнетита и мелкие самостоятельные пластинчатые выделения в силикатной матрице.

Минералого-петрографическое изучение долеритов БГС из разных тел показало их близость, что подтверждает их принадлежность к генетически единой ассоциации пород. Они более близки к составу силлов более южных Чебаркульской и Абдулмамбетовской групп, имеющих поздневизейский возраст [Рахимов и др., 2025]. Наиболее вероятная последовательность кристаллизации минералов пород БГС (магматическая стадия): плагиоклаз → клинопироксен → титанит+ильменит → апатит → роговая обманка → На плагиоклаз → кварц.

*Работа выполнена в рамках Государственного задания ИГ УФИЦ РАН № FMRS-2025–0015.*

### **Список литературы**

1. И. Р. Рахимов, А. М. Васильев, А. А. Самигуллин. Минералогия и петрография поздневизейских долеритовых силлов Чебаркульской площади (Западно-Магнитогорская зона Южного Урала) в контексте петрогенезиса. Геологический вестник. 2025. № 2. с. 104-122.
2. Монтин С. А., Левина Н. Б., Батрак И. Е. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XXIX – Сибай. Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2015. 218 с. + 14 вкл.
3. Bourdelle, F., & Cathelineau, M. (2015). Low-temperature chlorite geothermometry: a graphical representation based on a T–R<sub>2</sub>–Si diagram. *European Journal of Mineralogy*, 27(5), 617-626. <https://doi.org/10.1127/ejm/2015/0027-2467>

## **ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ОТДЕЛЬНЫХ МИНЕРАЛОВ В ГРАНИТАХ НИКОЛАЙШОРСКОГО МАССИВА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)**

**Ю. В. Денисова**

*Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар  
e-mail: yulden777@yandex.ru*

Среди большого разнообразия гранитных массивов Приполярного Урала особое место занимает Николайшорский массив, обнажающийся в бассейне ручьев Николай-Шор и Иг-Шор и пространственно ассоциирующийся с гнейсами няргинского комплекса. Возраст и геодинамическая обстановка формирования массива до сих пор являются спорными. Первоначально граниты рассматривались как внутриплитные позднепалеозойские [Фишман, Голдин, 1963]. Развитие методов абсолютной геохронологии позволило исследователям опровергнуть молодой возраст образований. Однако, новые возрастные датировки разделили изучавших николайшорские граниты на две группы: первые полагают, что это древняя интрузия, сформировавшаяся в раннем протерозое [Махлаев, 1996, Пыстин, Пыстина, 2008], другие считают, что становление массива пришлось на конец верхнего рифея - начало венда [Андреичев, 2010] или даже начало кембрия [Удуратина и др., 2019]. Так же изменилась точка зрения на условия образования: граниты относят как коллизионным, так и постколлизионным [Денисова, 2021, Удуратина и др., 2019]. Периодически возникают вопросы о петрохимических особенностях пород. Ранее допускалось, что породы могут быть I-гранитами, позже установлено, что граниты S-типа [Махлаев, 1996, Chappel, 1984].

Целью работы является определение особенностей образования отдельных минералов в гранитах Николайшорского массива на основе изучения петрогенных оксидов.

В ходе изучения были использованы данные рентгено-спектрального флюоресцентного анализа, проведенного в ЦКП «Наука» Института геологии Коми НЦ УрО РАН (аналитик О. В. Кокшарова). Ранее проведенный первичный анализ этих данных выявил, что рассматриваемые породы представляют собой высокоглиноземистые лейкограниты калиево-натриевого типа [Денисова, 2021]. Для определения дополнительных особенностей гранитов между петрогенными оксидами и их вариациями были рассчитаны коэффициенты корреляции (Таблица 1), на основе которых установлены значимые пары, имеющие сильную (при  $r \geq 0.7$ ) прямую ( $r > 0$ ) или обратную ( $r < 0$ ) линейную взаимосвязь (рис. 1) [Горяинов и др., 2001].

Таблица 1

Взаимосвязь между оксидами в гранитах Николайшорского массива

Окислы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>		Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		FeO		Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		MnO		MgO		CaO		Na <sub>2</sub> O		K <sub>2</sub> O		P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>							
SiO <sub>2</sub>	1																										
TiO <sub>2</sub>	-0.3	1																									
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0.3	0.3	1																								
FeO	-0.9	0.6	0.5	1																							
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.6	-0.5	-0.6	-0.7	1																						
MnO	0.1	0	-0.7	-0.2	0.3	1																					
MgO	0.7	0.1	0.1	-0.5	0.4	-0.3	1																				
CaO	-0.7	0	0.1	0.6	-0.7	-0.1	-0.8	1																			
Na <sub>2</sub> O	-0.5	0	-0.1	0.5	-0.3	0.1	-0.6	0.6	1																		
K <sub>2</sub> O	0.7	0	-0.1	-0.6	0.6	0	0.8	-0.9	-0.9	1																	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-0.5	0.6	0.2	0.6	-0.6	0.2	-0.3	0.1	0.3	-0.3	1																
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.6	0	0	-0.6	0.5	-0.1	0.7	-0.8	-1	1																	
K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O	0.7	-0.1	-0.2	-0.6	0.7	0	0.8	-0.9	-0.6	0.9																	
Ka	0.7	-0.2	-0.6	-0.7	0.9	0.3	0.6	-0.8	-0.5	0.8																	
al'	0.4	-0.4	-0.1	-0.6	-0.1	0.2	-0.1	0.1	-0.3	0.1																	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + FeO	-0.8	0.4	0.2	0.8	-0.2	-0.1	-0.4	0.3	0.5	-0.4																	
Kf	-0.9	0.4	0.2	0.9	-0.6	0.1	-0.8	0.7	0.6	-0.7																	

Примечание. Ka=(K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O)/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; al' = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO+MgO); Kf= FeO/(FeO+MgO).

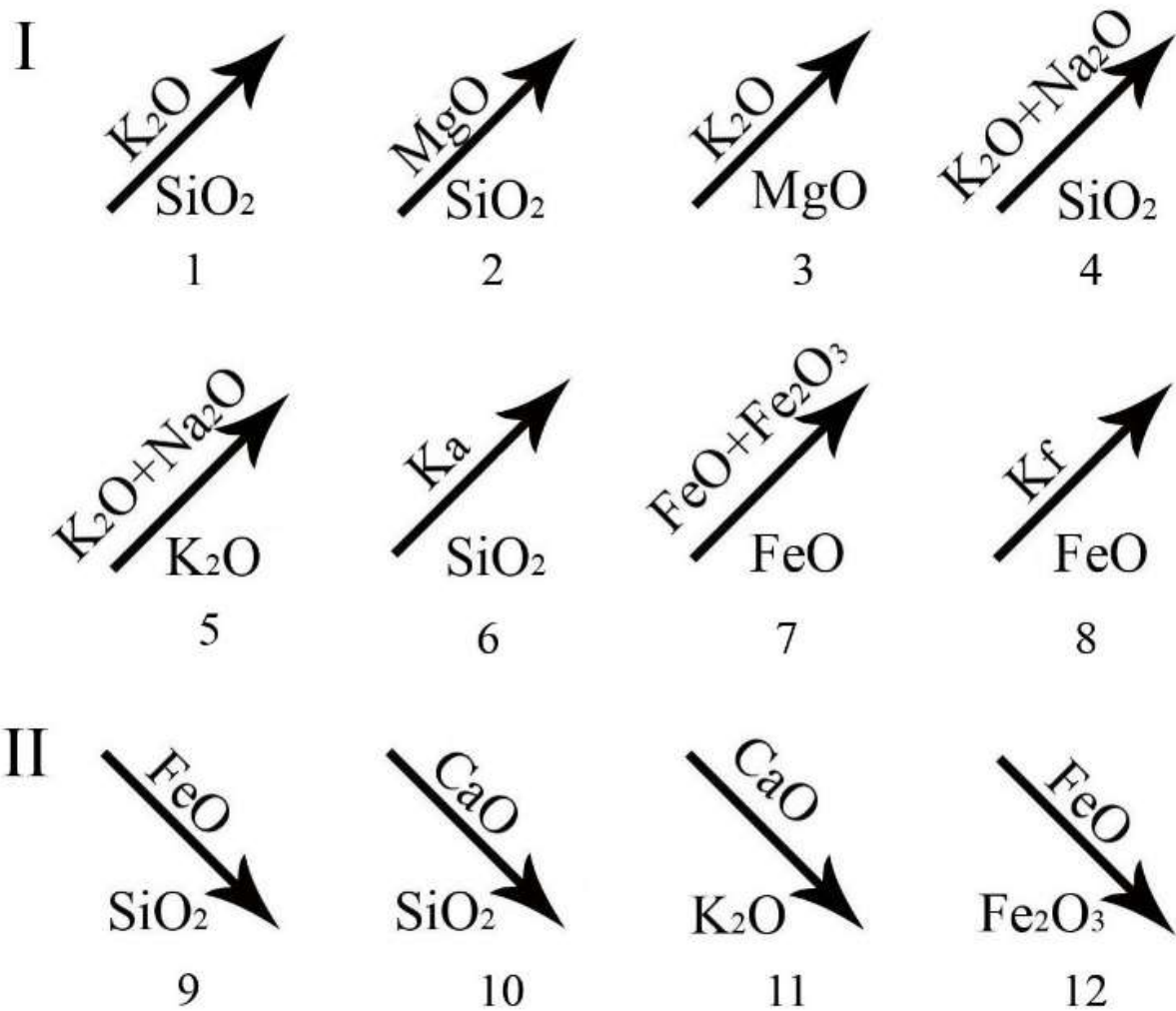


Рисунок 1. Взаимосвязь между оксидами или их вариациями: прямая (I) – при увеличении первого параметра второй параметр увеличивается, (II) – при увеличении первого параметра второй параметр уменьшается и наоборот.

При интерпретации полученных связей учтем, что на основании изучения содержаний того или иного петрогенного элемента в породе можно получить информацию об особенностях образования характерного минерала. Минеральный состав николайшорских гранитов включает калиевый и натриевый плагиоклазы, кварц, слюды (преимущественно, биотит). Соответственно, для образования натриевого плагиоклаза из материнского расплава в наибольших количествах расходуется натрий, для калиевого полевого шпата – калий. Общее количество щелочных металлов характеризует все плагиоклазы в породе. Маркерное отношение  $K_2O/Na_2O$  – изменение доли калиевого полевого шпата относительно натриевого плагиоклаза. Кальций отмечается только как примесь и, прежде всего, характеризует анортитовую составляющую плагиоклаза. Алюминий наряду с кремнием образуют алюмосиликаты (плагиоклазы, слюды, гранат). Максимальное количество кремния содержит кварц. Магний, марганец в минералах, типичных для гранита, отмечаются только в виде примесей, максимальные содержания которых отмечаются в биотите. Так же для этого породообразующего минерала характерны наибольшие концентрации FeO. Кроме биотита, железо так же концентрируется в рудных минералах, причем  $Fe_2O_3$  преимущественно входит в состав магнетита [Буланов, Сизых, 2005, Макрыгина, 2011].

При увеличении уровня кремнезема в породе увеличивается общее количество плагиоклазов (рис. 1. 4), преимущественно, за счет калиевого полевого шпата (рис. 1.1, 1.5), что влечет за собой не только повышение степени щелочности, но и повышение коэффициента агапитности породы (рис. 1. 6). При этом, происходит снижение содержания кальция в граните (рис. 1. 10) за счет уменьшения доли плагиоклаза в минеральном составе николайшорских гранитов (из-за увеличения калиевого полевого шпата) (рис. 1.11) или изменения его видового состава (частичное замещение олигоклаза альбитом).

С увеличением содержания SiO<sub>2</sub> уменьшается количество биотита в граните (рис. 1.9), который становится более насыщенный магнием (рис. 1. 2) и калием (рис. 1. 3). При этом, общее количество железа в породе (рис. 1.7), как и коэффициент железистости (рис. 1.8), зависит прежде всего от количества этого минерала. При уменьшении процентного содержания биотита в рассмотренных гранитах, вероятнее всего, увеличиться доля магнетита (рис. 1.12), что может быть связано с замещением раннего биотита мусковитом и магнетитом.

Изучение главных оксидов с помощью методов статистики позволило установить особенности образования породообразующих и рудного минералов. При повышении уровня кремнезема в граните Николайшорского массива происходит изменение его минерального состава: увеличивается процентное содержание калиевого полевого шпата и магнетита, происходит снижение доли плагиоклаза, возможно, с уменьшением его анортитовой составляющей, и биотита.

*Работа выполнена в рамках темы государственного задания «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. Андреев В. Л. Геохронология гранитоидного магматизма Приполярного Урала // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2010. № 11. С. 7-12.
2. Буланов В. А., Сизых А. И. Кристаллохимизм породообразующих минералов. Иркутск: Иркут. Ун-т, 2005. 220 с.
3. Горяинов В. Б., Павлов И. В., Цветкова Г. М., Тескин О. И. Математическая статистика, Математика в техническом университете. Вып. XVII. - М.: Изд-во МГТУ им. Н.Э. Баумана, 2001. 424 с.
4. Денисова Ю. В. Петрохимические особенности гранито-гнейсов Николайшорского массива (Приполярный Урал) // Известия Коми НЦ УрО РАН, № 3, Сыктывкар, 2021. С. 32-40. DOI: 10.19110/1994-5655-2021-3-32-40.
5. Макрыгина В. А. Геохимия отдельных элементов. Новосибирск: Академ. изд-во Гео, 2011. 195 с.
6. Махлаев Л. В. Гранитоиды севера Центрально- Уральского поднятия (Полярный и Приполярный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 189 с.
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 Коми НЦ УрО РАН. 2011. Вып. 4 (8). С. 14-19.
8. Удорагина О. В., Кобл М. А., Шуйский, А. С. Капитанова В. А. Гранитоиды няринского блока (Приполярный Урал): новые данные // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2019. № 9. С. 23-32.
9. Фишман М. В., Голдин Б. А. Гранитоиды центральной части Приполярного Урала. М.- Л.: АН СССР, 1963. 105 с.
10. Chappel B. W. Source rocks of I- and S- type granites in the Lachlan Fold Belt / Phil. Trans. Roy. Soc. L, 1984. V. 310. P. 693-707.

## ПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЮРМАТАУСКИЙ ГАББРОДОЛЕРИТОВЫЙ КОМПЛЕКС (ЮЖНЫЙ УРАЛ): ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

*С.В. Мичурин*

*Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, г. Уфа  
e-mail: s\_michurin@mail.ru*

Юрматауский габбродолеритовый комплекс выделен [Ларионов и др., 2015] на юго-западе Башкирского мегантиклинория. Дайки комплекса в виде прерывистых параллельных цепочек в Юрматауском антиклинории субмеридионально протягиваются до ~80 км в зонах Туканского, Караташского и Восточно-Суранского крупных разломов, проникая в Инзерский синклиниорий, Алатауский и Ямантауский антиклинории. Формирование комплекса согласно Ar-Ar данным происходило в девоне: габбро на р. Мал. Инзер имеет возраст  $403 \pm 17$  млн лет [Эрнст и др., 2008], на р. Мал. Толпар –  $363.2 \pm 5.4$  и  $404.2 \pm 8.7$  млн лет [Puchkov et al., 2016]. Данные об уральском магматизме в палеозое используются для идентификации крупных магматических провинций и масштабных геодинамических построений [Эрнст и др., 2008; Puchkov et al., 2016]. Вместе с тем сведения о рассматриваемом комплексе в настоящее время ограничены [Мичурин, 2025]. На основе сравнительного анализа петрогеохимических характеристик предпринимается попытка выявить сходство/различие габбродолеритов юрматауского комплекса и двух сближенных даек габбро шириной ~10 и ~20 м, которые не имеют датировок абсолютного возраста и вдоль Туканского разлома прорывают отложения авзянской свиты среднего рифея. Кроме того, рассматриваются отдельные вопросы металлогении и геодинамической природы юрматауского комплекса.

*Петрографические, минералогические и петрогеохимические особенности.* Обе дайки сложены мелкозернистым габбро габброофитовой структуры, массивной текстуры. Минералогический состав (в об. %): плагиоклаз (38–45), клинопироксен (38–45), рудные минералы (титаномагнетит, ильменит, титанит) (~5), кварц (1–3), биотит (1–2), мусковит (<1), хлорит (2–17), эпидот (0–7), апатит (единичные зерна). Плагиоклазы имеют чаще основной состав (табл.) с содержанием анортитового минала от 50 до 61% (лабрадор), реже – средний (34–49%, андезин) и кислый (3–22%, альбит, олигоклаз). Клинопироксены отвечают преимущественно авгиту (миналы в %): Woll (волластонитовый) – 20–38, En (энстатитовый) – 30–45, Fs (ферросилитовый) – 22–39), реже пижониту (Woll – 8–16, En – 30–62, Fs – 30–56).

На TAS-диаграмме фигуративные точки химического состава изученных интрузивных пород попадают в поле габбро нормальной щелочности. Породы натриевого и натриево-калиевого типа щелочности. Содержания  $TiO_2$  составляют 1.05–2.29 мас. %. В обеих дайках сходными являются умеренная и низкая глиноземистость  $al' = 0.62–0.75$ , магниальность  $Mg\# = 41.8–48.6$ , повышенная железистость  $f = 65.8–71.8$ , отношение  $Zr/Y$  от 3.7 до 4.9. Габбро имеют высокие содержания Cl, Li и Cu, которые в среднем больше их кларка в 2.0–3.6 раз. Концентрации Y, Sc, Zn, V превышают кларк в 1.2–1.5 раз, Co, Zr находятся на его уровне. Ряд элементов (F, Cr, Ni, Sr, Rb, Ba, Pb) в среднем меньше кларка в 1.5–3.3 раз.

На диаграммах AFM,  $MnO \cdot 10 - TiO_2 - P_2O_5 \cdot 10$ ,  $Zr - Ti/100 - Y \cdot 3$ ,  $Mg\# - TiO_2$  фигуративные точки средних составов габбро Туканского разреза попадают в поля толеитов океанских рифтов и островных дуг,  $Ti/1000 - V$  – базальтов океанских рифтов, задуговых спрединговых бассейнов и континентальных рифтов [Мичурин, 2025]. В обеих дайках петрографические, минералогические, петро- и геохимические особенности близки между собой и вместе с тем соответствуют таковым в габбродолеритах палеозойского юрматауского комплекса, что указывает на вероятное генетическое родство сравниваемых магматических пород.

Таблица

Химический состав плагиоклазов и клинопироксенов из габбро Туканского разреза

Оксид/ минерал	лабрадор	андезин	олигоклаз	альбит	авгит	пижонит
	n=16	n=2	n=5	n=2	n=10	n=6
SiO <sub>2</sub>	53.97±1.53	55.25±0.53	63.50±0.68	67.13±1.14	49.77±1.03	48.54±1.41
TiO <sub>2</sub>	нпо	нпо	0.07±0.10	нпо	0.80±0.17	0.45±0.14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29.06±1.28	25.95±1.80	22.99±0.71	20.25±1.20	2.19±0.96	0.76±0.14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.85±0.21	1.60±0.70	0.55±0.06	0.60±0.04	18.80*±3.03	29.82*±5.66
MnO	нпо	нпо	нпо	нпо	0.45±0.09	0.77±0.13
CaO	11.83±1.15	8.73±1.51	4.03±0.74	0.52±0.64	15.23±2.49	6.41±1.94
MgO	нпо	нпо	нпо	нпо	13.15±1.59	13.44±4.93
Na <sub>2</sub> O	4.82±0.57	6.45±1.25	8.64±0.47	11.11±0.04	0.18±0.14	нпо
K <sub>2</sub> O	0.23±0.07	0.86±0.86	0.83±0.41	0.07±0.09	0.01±0.03	нпо
Сумма	100.76±2.02	98.83±0.02	100.61±0.81	99.66±3.07	100.57±1.29	100.19±1.33

Примечание. n – количество проанализированных зерен минералов. нпо – значения ниже предела обнаружения. \* – значения приводятся в FeO.

Ранее обращено внимание [Ernst et al, 2006], что фигуративные точки габбро, секущих отложения верхнего рифея на р. Мал. Инзер, на многих геохимических диаграммах обособляются от вендских габбродолеритов Башкирского мегантиклинория и, напротив, образуют сходные кластеры со среднерифейскими магматическими породами. Полученные нами данные показывают, что габбро Туканского разреза характеризуются повышенными содержаниями Li (превышение кларка в 2–2.4 раза) и низкими – Rb, а также отсутствием положительной связи между концентрациями этих элементов. В породах среднерифейских магматических комплексов Башкирского мегантиклинория преимущественно фиксируется прямая связь Li с Rb, что, вероятнее всего, следует рассматривать как вхождение Li в основном в биотит [Султанова, Мичурин, 2024]. Известно, что в магматических породах главными минералами-концентраторами лития являются биотит, амфибол, плагиоклаз, мусковит, в меньшей степени – кварц и калиевый полевой шпат. Отсутствие связи Li и Rb в туканских габбро указывает на то, что в них увеличение лития не связано с ростом количества Rb-содержащих минералов (биотита, мусковита, калиевого полевого шпата), которые в них или редко встречаются, или отсутствуют. Наиболее сильные положительные корреляции Li в интрузивных породах разреза фиксируются только с ППП и Na<sub>2</sub>O, что позволяет предположить связь этого щелочного элемента главным образом с хлоритом и, возможно, частично с плагиоклазом. Подтверждением сказанному являются слабые связи Li с Fe: положительная с трех- и отрицательная с его двухвалентной формой.

*Геодинамическая природа юрматанского комплекса.* По данным В.Н. Пучкова с соавторами [Puchkov et al., 2016], в Урало-Новоземельской складчатой области присутствуют три девонских дайковых роя и связанных с ними эффузивов. Первый из этих роев (наиболее протяженный из всех уральских более чем на 2000 км в пределах пассивной окраины Восточно-Европейской платформы) связан с несколькими пульсами магматизма. Второй северо-западного простирания выявляется на Пай-Хое. Третий широко представлен на Новой Земле. Все эти магматические проявления на период их формирования принадлежали восточному флангу Кольско-Днепровской крупной магматической провинции предположительно с двумя центрами суперплюмовой активности (в районе Каспия и в Баренцевом море). Более того, корреляция проявлений Кольско-Днепровского и Якутско-Вилуйского суперплюмов, максимум активности которых проявился в верхнем девоне, позволяет названным исследователям оконтурить еще более крупную область активной девонской зоны в пределах проекции суперсвелла Тузо (Африканского) на земную

поверхность. Однако геодинамические модели возникновения и эволюции девонского магматизма в целом на Восточно-Европейской платформе до сих пор остаются дискуссионными [Юткина и др., 2024]. В частности, для Башкирского мегантиклинория высказаны сомнения [Ernst et al, 2006] относительно связи плюмовых процессов и образования палеозойских даек с истощенным источником с незначительными добавками вторичной переработки и обогащения. На юге Восточно-Европейской платформы магматизм этого времени мог быть инициирован не только расширением из-за подъема плюма, но и сжатием, связанным с процессами субдукции или коллизии вдоль краев кратонов [Юткина и др., 2024]. Однако прорывающая на р. Мал. Инзер девонская дайка находится в пределах континентальной плиты и ее образование связано с событием, которое, по мнению исследователей [Ernst et al, 2006], не несет признаков субдукции. Подмечено, что габброиды в районе Туканского месторождения являются секущими по отношению к лежащим и опрокинутым складкам, ориентировка и морфология которых близки к таковым в складках, наблюдаемым в ордовикских комплексах на востоке мегантиклинория [Куртукова и др., 2022]. Поэтому авторы названной работы считают, что эти деформации происходили в позднем палеозое и связывают их с межконтинентальной коллизией. Приведенные материалы показывают дискуссионность представлений о геодинамической природе проявлений палеозойского магматизма Башкирского мегантиклинория.

Таким образом, петрогеохимически габбро в районе пос. Тукан отвечают толеитовой серии, относятся к натриевому и натриево-калиевому типу щелочности и соответствуют габбродолеритам палеозойского юрматауского комплекса, что указывает на их вероятное генетическое родство. В габбро Туканского разреза средние содержания Cl, Li и Cu превышают кларк в 2.0–3.6 раз, интересным является впервые выявленное нами обогащение интрузивных пород литием. Геодинамические модели эволюции девонского магматизма Башкирского мегантиклинория в настоящее время не совсем однозначны, что в целом говорит о недостаточной изученности палеозойских магматических проявлений региона.

*Исследование выполнено в рамках Госзадания ИГ УФИЦ РАН № FMRS-2025–0017.*

### Список литературы

1. Куртукова А.И., Рязанцев А.В., Голионко Б.Г., Травин А.В. Вендские и позднепалеозойские связанные с плюмовой активностью габброидные интрузии в структуре Башкирского мегантиклинория: новые данные о структурном положении и возрасте (U-Pb SIMS,  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ) // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2022. Материалы LIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2022. Т. 1 С. 254-258.
2. Ларионов Н.Н., Бергазов И.Р. Грановская Н.В., Нигматуллина А.М. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XXII (Тукан). Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2015. 248 с.
3. Мичурин С.В. Петрогеохимические особенности габбродолеритов палеозойского юрматауского комплекса (Южный Урал) // Геологический вестник, 2025. № 2. С. 84–103. DOI: 10.31084/2619-0087/2025-2-6
4. Султанова А.Г., Мичурин С.В. Некоторые вопросы геохимии лития и его распределение в рифейских породах Южного Урала // Геологический вестник, 2024. № 2. С. 65-80. <http://doi.org/10.31084/2619-0087/2024-2-6>
5. Эрнст Р.Э., Хейнс Дж.А., Пучков В.Н. Округин А.В., Арчибальд Д.А. Рекогносцировочное Ar-Ar датирование протерозойских долеритовых даек и силлов в Сибири и на Южном Урале: идентификация новых крупных магматических провинций и использование при реконструкции суперконтинента Нуна (Коламбия) // Материалы XLI Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2008. С. 320-321.
6. Юткина Е.В., Каргин А.В., Носова А.А., Кузьменкова О.Ф., Сазонова Л.В., Кондрашов И.А. Палеозойский внутриплитный магматизм Восточно-Европейской платформы: сравнительный анализ Припятско-Днепровско-Донецкой рифтовой зоны и Кола-Архангельской провинции // Геодинамика и тектонофизика, 2024. Т. 15. № 5. С. 1-17. DOI: 10.5800/GT-2024-15-5-0788

7. Puchkov V.N., Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Sergeeva N.D. Devonian >2000-km long dolerite swarm belt and associated basalts along the Urals-Novozemelian fold-belt: part of an East-European (Baltica) LIP tracing the Tuzo Superswell // GFF Journal, 2016. V. 138. № 1. P. 6-16. DOI: 10.1080/11035897

8. Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Sergeeva N.D., Hamilton M. Geochemical characterization of Precambrian magmatic suites of the southeastern margin of the East European Craton, Southern Urals, Russia // Геологический сборник № 5. Информационные материалы. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2006. С. 119-161.

## **ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕРАЛЮМИНИЕВЫХ ФРАКЦИОНИРОВАННЫХ РИОЛИТ-ПОРФИРОВ ШАРТЫМСКОГО МАССИВА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)**

*А.А. Самигуллин*

*Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, г. Уфа  
e-mail: samigullinaidar85@gmail.com*

Магнитогорская мегазона находится в центральной части Южного Урала между зоной ГУР, к западу от которой расположены зона Уралтау и Башкирский мегантиклинорий, и Восточно-Уральской мегазоной. ММЗ представляет собой островодужный террейн, формировавшийся с конца раннего девона до раннего карбона. В позднем девоне–раннем карбоне ММЗ была аккретирована к восточной окраине палеоконтинента Лавруссия, после чего в её пределах проявился масштабный постостроводужный вулканизм и интрузивный магматизм, в основном приуроченный к Магнитогорско-Богдановскому рифту. Гранитоидный магматизм Магнитогорской мегазоны (ММЗ) Южного Урала, охватывающий период с позднего девона до ранней перми, формировался последовательно в надсубдукционном и коллизионном режимах. Балбукский гранитоидный ареал находится на границе ММЗ и ГУР, характеризующейся сложной тектоникой, обусловленной чешуйчато-надвиговым строением.

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; зилайрская 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 [Самигуллин и Рахимов, 2023].

Химический состав пород определён методами рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) и масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП МС). Методом РФА определены содержания петрогенных элементов на спектрометре X-Calibur (Израиль) в ИГ УФИЦ РАН. 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. Определение микроэлементного состава выполнено на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой Agilent 7500cx, Agilent Technologies (США) в ТРЦКП (Томск).

Породы Шартымского массива по соотношению SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O полностью соответствуют риолитам. Содержание кремнезёма варьирует от 70.96 до 76.11 (мас.%). Породы имеют низкое содержание TiO<sub>2</sub> (до 0.12 мас.%), высокую сумму щелочных оксидов от 7.80 до 9.52 (мас.%), при отношении Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O 0.95–1.36. По содержанию K<sub>2</sub>O породы относятся к высококальциевой серии (рис. 1) Коэффициент агпаитности (K<sub>агп</sub> = (Na+K)/Al) от 0.66 до 0.90,

что указывает на недостаток натрия и калия по отношению к алюминию в этой гранитной системе.

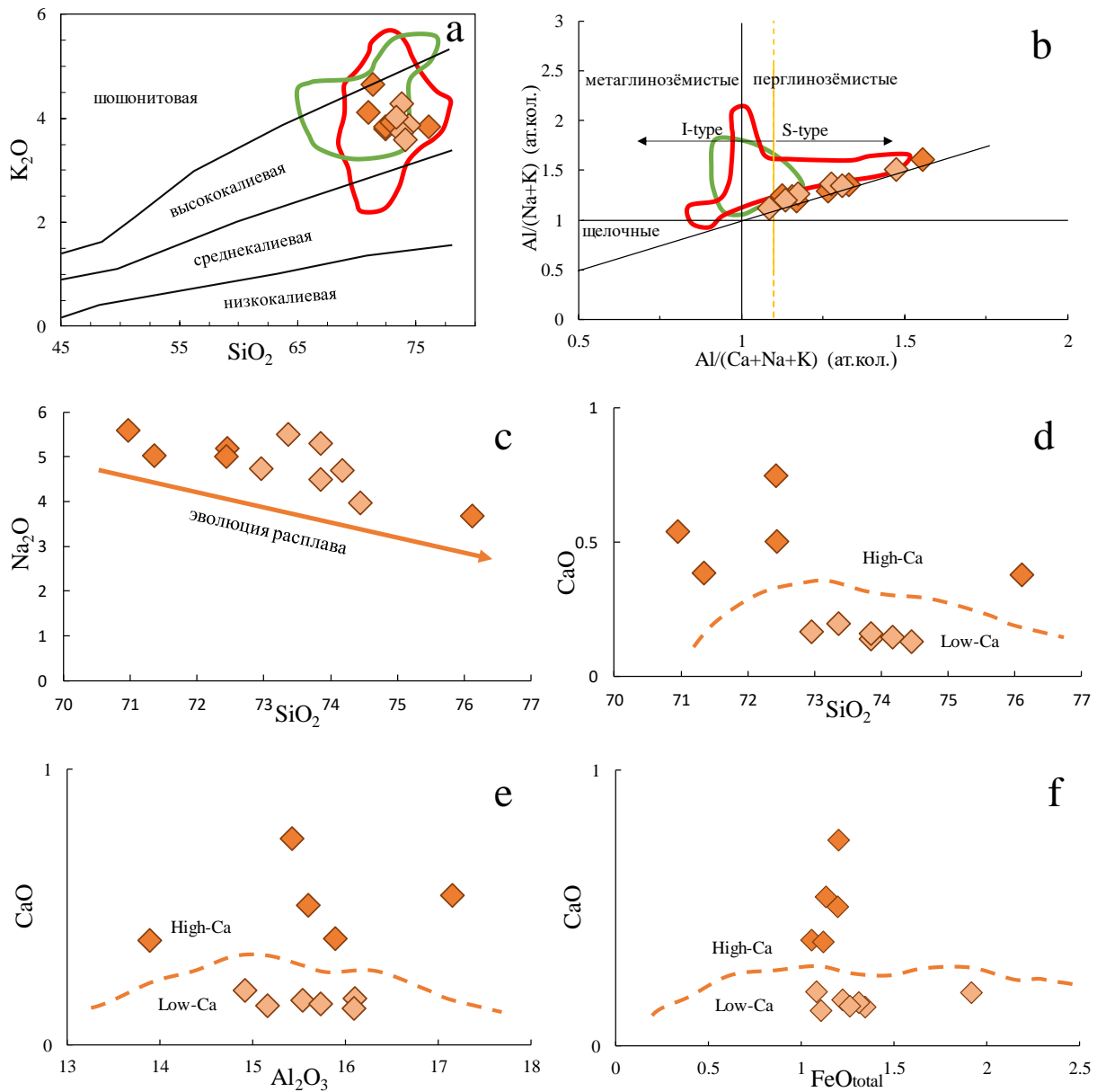


Рисунок 1. Петрохимические особенности риолит-порфиров Шартымского массива.

Коэффициент насыщения глинозёмом ( $ASI = Al/(K+Na+2Ca) > 1.1$ ) подтверждает избыток алюминия относительно щелочных элементов. Риолит-порфиры попадают в поле перглинозёмистых пород. Падение содержания  $Na_2O$  при увеличении кремнекислотности является признаком фракционирования плагиоклаза в расплаве. По содержанию  $CaO$  риолиты-порфиры можно разделить на относительно высококальцевые (0.38–0.75 мас. %) и низкокальцевые (0.13–0.20 мас. %), что может свидетельствовать о существовании двух слабо различимых порций расплава в системе, либо о неоднородном метасоматическом преобразовании пород, при котором в одной части тела произошёл частичный вынос  $CaO$  (например при альбитизации и серицитизации олигоклаза). Отметим, что относительно высококальцевые и низкокальцевые риолит-порфиры создают отчётливые зоны в массиве, по которым можно провести границу.

Риолит-порфиры Шартымского массива обладают смешенными характеристиками гранитоидов I и S-типа. При этом, низкие отношения Zr/Hf и Nb/Ta (рис.2), отличные от хондритовых, указывают на интенсивное фракционирование [Wu, 1996].

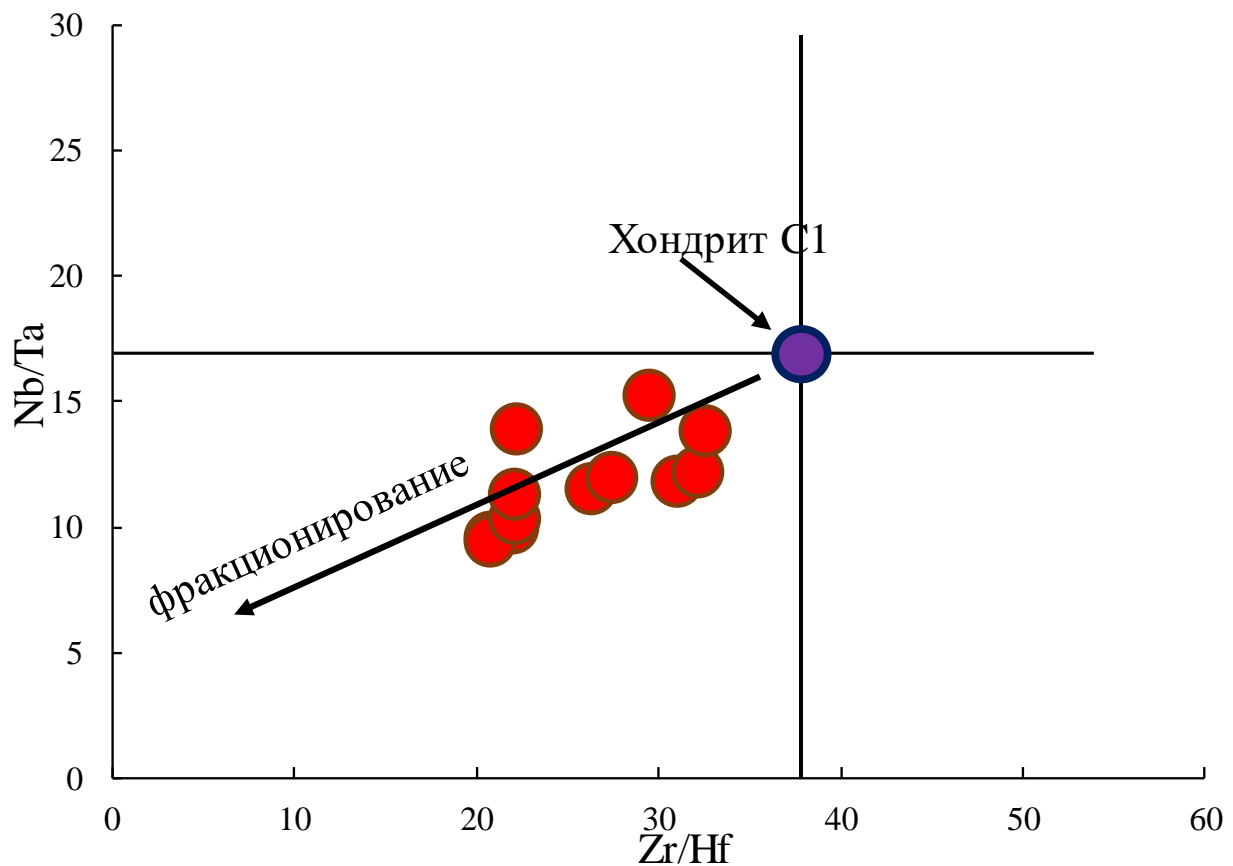


Рисунок 2. Степень фракционирования риолит-порфиров [Wu et al, 2017].

Низкое Y/No отношение, отличное от хондритового, также указывает на фракционирование. Пониженное содержание LREE указывает на фракционную кристаллизацию апатита, монацита и алланита. Таким образом, исследуемые образования представляют собой интенсивно фракционированные риолит-порфиры, которые были сформированы вследствие фракционной кристаллизации кислого плагиоклаза, апатита, монацита и алланита.

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИГ УФИЦ РАН № FMRS-2025–0015.

#### 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. Wu F.Y., Liu X.C., Ji W.Q., Wang J.M., Yang L. Highly fractionated granites: Recognition and research. // Sci. China Earth Sci. – 2017. – Vol. 60. – pp. 1201-1219

5. Bau M. Controls on the Fractionation of Isovalent Trace Elements in Magmatic and Aqueous Systems: Evidence from Y/Ho, Zr/Hf and Lanthanide Tetrad Effect. Contributions to Mineralogy and Petrology. 1996, 123, 323-333.

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

***В.А. Сначёв<sup>1,2</sup>, П.В. Казаков<sup>1</sup>, А.В. Сначёв<sup>1</sup>, А.Р. Ганеева<sup>1,2</sup>***

<sup>1</sup> *Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, г. Уфа*

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

*e-mail: Snachevva@gmail.com*

Россыпь Карашар входит в состав Уразовского россыпного поля, которое расположено в центральной части Миндяковской россыпной зоны в бассейне р. Урал, и отличается значительным возрастным диапазоном (от миоцена в голоцен) россыпей (их количество более 30) и разнообразием условий образования сохранности. Россыпь сложена аллювием, залегает на глубине до 5 м, разрабатывалась в 1837-1898 гг. открытыми горными выработками и мускульным способом. Добыто 83,6 кг золота при среднем содержании на пласт 1,1 г/м<sup>3</sup>. В 1999 г. ГУП УКГЭ «Уралзолоторазведка» в правом борту долины р. Кара пройдено по 3-б шурфоскважин в 4 линиях. Россыпь оценена с балансовыми запасами категории С1: 201,8 тыс.м<sup>3</sup> горной массы, 25,2 кг золота [Казаков, Салихов, 2006].

Рыхлые отложения в долине реки Кара и в россыпи неоднородны по составу. В нижней части разрез представлен желто-бурыми и красноцветными глинами содержащими гальку и редкие валуны кварцевого состава, выше они сменяются песчанистыми пестроцветными (коричневыми, серыми, желтовато- и зеленовато-серыми) глинами с галькой валунами кварца, кварцитов и слюдистых сланцев. Плотик россыпи сложен песчаниками, слюдистыми и кремнистыми сланцами, основными порфиритами, серпентинитами. Породы часто со следами рассланцевания и милонитизации. Приплотиковый слой составляет около 0,5 м и характеризуется повышенной глинистостью и щебнистостью. Повышения золотоносности в нем не наблюдается. Количество обломочного материала в среднем 25-30%. В западном направлении мощность рыхлых отложений уменьшается.

По всей долине р. Кара установлен повышенный фон золотоносности, промышленная часть россыпи не оконтурена в северной и восточной периферии, где имеются выработки с забалансовыми содержаниями золота. Золото россыпи крупное, слабо окатанное, относится к IV классу промышленной классификации (рис. 1). Встречаются зерна с включениями кварца и рубашками гидроксидов железа. Большая часть золотин принадлежит к фракции 1,5-2,0 мм (66%), фракция 1,0-1,5 составляет 17% от общего количества зерен. Присутствуют так же золотины 2,0-2,5 мм (10%) и незначительно 2,5-3,0 мм (4%), 3,0-3,5 мм (2%), 4,5-5,0 мм (1%).

Параметр формы [Силаев и др., 2013] (отношение длинны периметра к длине окружности, вписанной в него) был рассчитан для 104 золотин из 4 шлиховых проб. Для большинства зерен он имеет значения от 1,5 до 2,0 ед., что позволяет отнести россыпь к россыпям ближнего сноса с незначительным механическим воздействием (рис. 2).

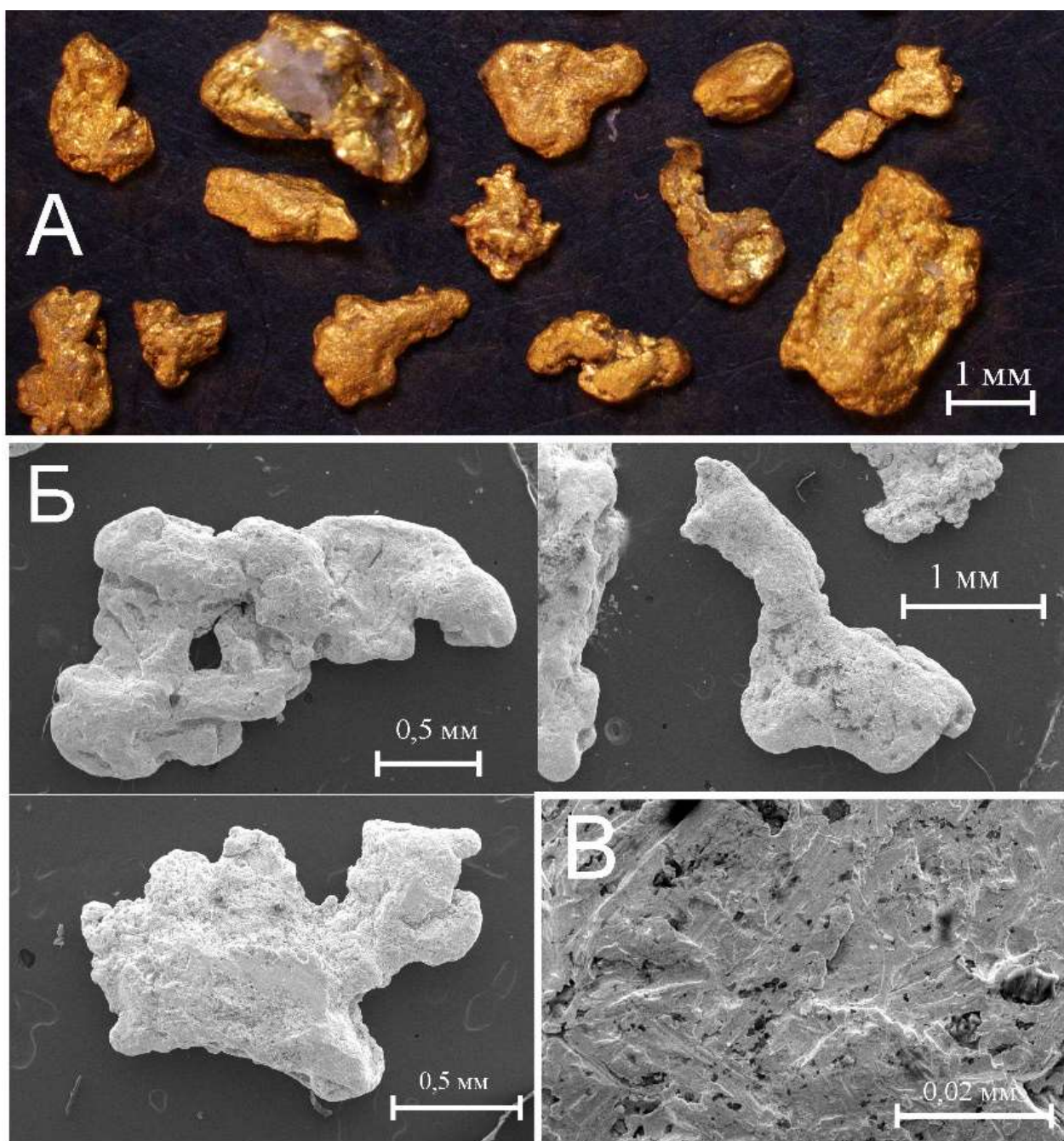


Рисунок 1. Фотографии типовых золотин россыпи Карашар  
Условные обозначения: А – в оптическом микроскопе, Б – электронно-микроскопические изображения поверхности золотин, В – царапин и борозды на поверхности.

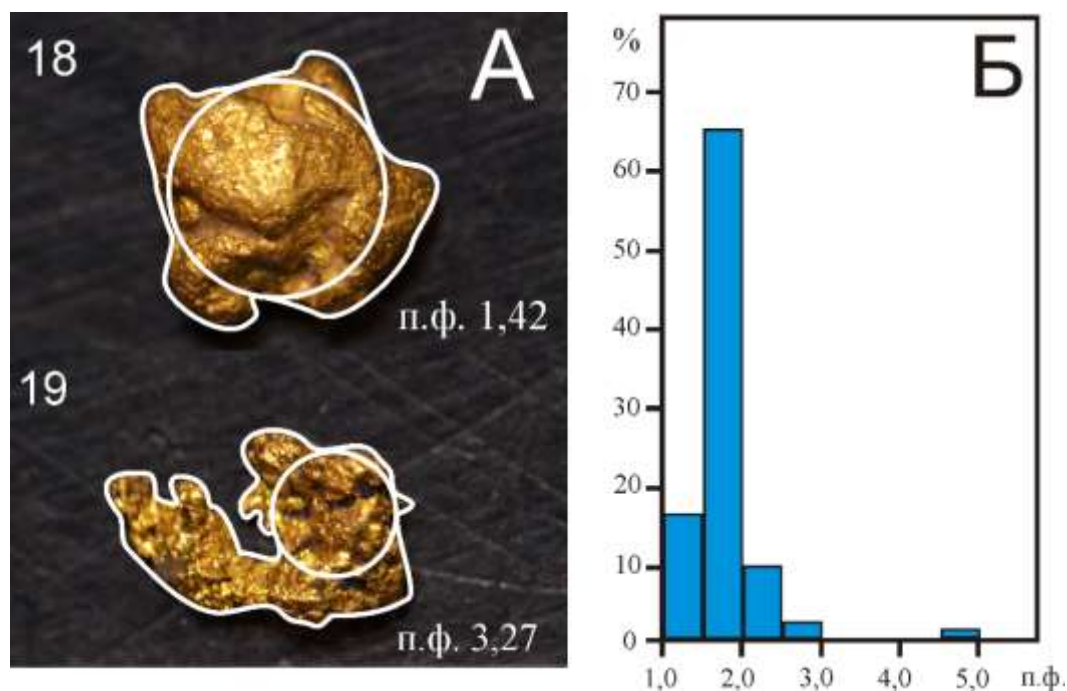


Рисунок 2. Расчет параметра формы (А) и статистическая гистограмма (Б) параметра формы для золотин россыпи Карашар.

Средняя пробность золота – 865. Микрозондовый анализ выявил, что содержание золота колеблется от 86,7 вес. % до 99,5%. Основной примесью является серебро (от 2,5% до 14,1%) и незначительные примеси платиноидов: осмий (0,1%), иридий (0,05%), платина (0,15%).

Работа выполнена в рамках Государственного заказа по темам № FMRS-2025-0014 (Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа).

#### Список литературы

1. Казаков П.В., Салихов Д.Н. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (россыпное золото). Уфа: Гилем, 2006. 288 с.
2. Силаев В.И., Хазов А.Ф., Жарков В.А., Сокерин М.Ю., Филиппов В.Н. Геологическая информативность обломочного золота в современных речных отложениях (на примере Предуральяского краевого прогиба) // Уральский геологический журнал. 2013. Т. 96. № 6. С. 21-32.

## К МИНЕРАЛОГИЧЕСКИМ ОСОБЕННОСТЯМ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ПОКРОВНЫХ СУГЛИНКОВ ЮЖНОГО УРАЛА

**В.М. Ивин<sup>1,2</sup>, А.В. Кочергин<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> ООО «Уральское горно-геологическое агентство»

<sup>2</sup> ФГБОУ ВО «Уфимский университет науки и технологий», УУНУТ

Под покровными суглинками в современной геологии понимаются пористые глинистые породы коричневого, редко красновато-коричневого цвета без явно выраженной слоистости, содержащие неравнозначную примесь алевритистого, песчаного, материала полимиктового состава, гравий, близкие к лессовидным суглинкам.

Покровные суглинки чрезвычайно широко развиты в приповерхностных частях рельефа, плащеобразно перекрывают разнообразные геологические тела. Их мощность обычно составляет 3 -5 м. редко достигая 20 м. Мощность суглинков увеличивается у подножия склонов и уменьшается до полного выклинивания в вершинной части возвышенностей. Время формирования суглинков датируется неоплейстоценом – голоценом (QIII) [Данукалова Г.А 2010].

Покровные суглинки служат основным сырьем в производстве рядового и облицовочного кирпича.

Несмотря на широкое распространение, при геолого-съёмочных работах минералогия суглинков не изучалась. Не оценивались и минералогические основы технологических свойств этого вида сырья.

Нами, в разные годы, на объектах работ нашей компании отобраны как в горной части, так и в равнинной территории РБ были отобраны единичные штучные пробы суглинков.

Материал четырех проб был подвергнут рентгеноструктурному и химическому видам анализов. Рентгеноструктурный и химические анализы выполнялся в разные годы в Лабораториях Химического факультета Челябинского Университета.

Всего проанализировано 4 пробы:

- проба 11к - покровные суглинка разреза в пос. Кулгунино (Алатауский антиклинорий);
- проба 12 - покровные суглинки вскрыши Лысогорского месторождения кровельных сланцев (Зилаирский синклиний);
- проба 712 – покровные суглинки вскрыши Карламанбашского месторождения строительного гипса (Рязано-Охлебинский вал Восточно-Европейской платформы);
- проба 130807 - суглинки Бакалинского месторождения кирпичных глин (Восточно-Европейская платформа).

Таблица 1

Химический состав покровных суглинков

Номера проб	Содержания, в % по массе									
	SiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
11к	67,1	5,7	1,2	4,3	13,4	0,7	0,6	0,4	2,7	2,8
12	68,4	8,9	0,9	4,9	10,1	0,9	0,05	0,2	1,3	2,1
712	69,7	4,1	1,7	5,9	13,6	0,7	0,1	0,1	1,3	2,1
130807	65,7	9,4	2,6	5,1	11,2	0,5	0,06	0,15	2,1	2,8

Таким образом, суглинки состоят преимущественно из дисперсного лититового обломочного материала, основную долю которого составляют кварц, полевой шпат и карбонат. Карбонат частично присутствует и в виде дисперсного и конкреционного материала, заимствованного из подстилающих пород.

Минералы группы глин составляют от 7 до 22 %. Закономерно преобладают смешанослойные неясно окристаллизованные разновидности. Значимое количества дает гидроксиды железа и их рентгеноаморфная фаза.

Полученные результаты подтверждают сформированные последние десятилетия представления о ведущей роли в формировании суглинков эоловых процессов переноса вещества отложений отступающих ледников.

Минералогические особенности позволяют объяснить легкоплавкость суглинков (в отличие от глин плиоцена и миоцена), представляющих собой природную керамическую эвтектическую смесь.

Таблица 2

Минералогический состав покровных суглинков по данным рентгеноструктурного анализа

Номера проб	кварц	полевые шпаты	альбит	кальцит	доломит	гематит	гетит,	РАФ Fe	другие	глинистые			
										смешано-слоистые	каолин	смектиты	всего глинисты
11к	42	11	3	10	0	1	2	6	3	19	3	0	22
12	48	16	5	5	0	0	3	4	5	12	2	0	14
712	44	18	10	11	0	0	2	2	6	7	0	0	7
130807	55	10	5	6	0	0	3	7	5	9	0	0	9

#### Список литературы

1. Данукалова Г.А. Уточненная региональная стратиграфическая схема квартера Предуралья и основные события на территории Южно-Уральского региона. Стратиграфия и геологическая корреляция. 2010. Т. 18. № 3. С. 331-348.

### ДЕТРИТОВЫЕ ХРОМШПИНЕЛИДЫ ОТЛОЖЕНИЙ УФИМСКОГО ЯРУСА ПЕРМСКОЙ СИСТЕМЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БАШКИРСКОГО ПРЕДУРАЛЬЯ

*Т.Д. Шабутдинов, А.А. Самигуллин, Р.А. Гатауллин*

*Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, г. Уфа  
e-mail: timurgeolog11@gmail.com*

Хромовые руды являются ценным сырьем металлургической, огнеупорной, химических отраслей промышленности. Выделяют эндогенные и экзогенные месторождения. Эндогенные месторождения представлены двумя рудными формациями: расслоенными мафит-ультрамафитовыми плутонами платформенного типа и мантийными разрезами офиолитовых массивов складчатых поясов. Экзогенные месторождения формируются за счёт магматических и представлены элювиально-делювиальными и прибрежно-морскими россыпями, а также месторождениями коры выветривания [Николаев и др., 2021].

В связи с потерей доступа к месторождениям Южно-Кемпирсайской группы (Казахстан) в 1990-х годах возникла потребность в новых источниках хромовых руд. И одним из вариантов решения данной проблемы могут стать россыпные объекты восточной части Восточно-Европейской платформы: Лукояновское хромит-ильменит-цирконовое россыпное поле в Нижегородской области и Фёдоровское россыпное поле в юго-западном Башкортостане, которое включает несколько объектов: Сабантуйское проявление, Сухой Изяк, Колхозный пруд и др. [Лаломов, Рахимов, 2021]. Во время рекогносцировочного маршрута в мае 2024 года в северном Башкортостане (с. Кансиярово, Балтачевский район) в разрезах были обнаружены терригенные породы с прослоями рудных минералов. Впервые на этой территории был

обнаружен хромшпинелид. С целью изучения минералогического состава рудных прослоев в терригенных породах были проанализированы отобранные образцы. Изучение пород проводилось в шлифах на петрографическом (Zeiss Axioskop 40) и сканирующем электронном (Tescan Vega Compact с энергодисперсионным анализатором Xplorer 15 Oxford Instruments) микроскопах в Институте геологии УФИЦ РАН, г. Уфа. Формулы хромшпинелидов рассчитывались на 4 атома кислорода. Количество двух- и трехвалентного железа определялось по стехиометрии минерала.

Исследованные терригенные породы уфимского яруса с рудными прослоями мощностью до 2 мм представлены песчаниками мелко-среднезернистыми. Размер зёрен от 0,12 до 0,4 мм, размер преобладающей фракции 0,22-0,25 мм. Текстура пород – слоистая, окатанность зёрен – низкая и средняя. Сортировка хорошая, порода равномернозернистая. Цемент – контурный и прерывистый контурный, аморфный халцедоновый. Минеральный состав: в рудных прослоях – хромшпинелид, магнетит, титаномагнетит, армаколит; обломки минералов представлены кварцем, плагиоклазом, встречаются зёрна амфибола и клинопироксена. Большая часть обломков представлена фрагментами метаморфических пород.

Зёрна рудных минералов по морфологическим характеристикам и степени окатанности могут быть разделены на изометричные (овальные, треугольные) и удлинённые (прямоугольные, заостренные). Среди рудных минералов преобладают хромшпинелиды, характеризующиеся разнообразием химического состава. Они представлены однородными и зональными зёрнами размером от 50 до 200  $\mu\text{m}$ . Однородным зёрнам соответствуют умеренные содержания общего  $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$  (12,72-25,52 мас.%), умеренные и высокие концентрации оксида хрома  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (от 43 до 58 мас.%), низкие до умеренных содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (10,3-21,49 мас.%) и  $\text{MgO}$  (8,02-11,85 мас.%), из примесных элементов в редких случаях отмечается присутствие  $\text{TiO}_2$  (до 0,39 мас. %),  $\text{ZnO}$  (до 0,34 мас. %),  $\text{V}_2\text{O}_5$  (до 0,48 мас. %). Для зональных зёрен характерно наличие каймы, обогащенной железом и марганцем ( $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$  доходит до 50, 66-67,20 мас.%,  $\text{MnO}$  до 2,59-9,58 мас.%) и обедненной алюминием и магнием, в некоторых случаях – хромом. Развивающаяся регенерационная кайма по минералогическому составу на классификационной диаграмме Н.В. Павлова соответствует субальюмохроммагнетиту и хроммагнетиту [Павлов, 1949]. Подавляющее большинство значений формульных коэффициентов хромшпинелидов локализуется в левой части диаграммы в поле офиолитов и образуют Al-Cr тренд от пикотита до хромита. На диаграмме #Mg-#Cr наблюдается обратная корреляция между хромистостью (#Cr) и магниальностью (#Mg) хромшпинелидов. Данная обратная зависимость между #Cr и #Mg является характерным признаком для шпинелидов из ультрамафитов офиолитовых комплексов [Barnes, Roeder, 2001]. Встреченные помимо хромшпинелидов магнетит ( $\text{FeO}*\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), титаномагнетит ( $\text{Fe}_2\text{TiO}_4$ ), ильменит ( $\text{FeTiO}_3$ ) и армаколит ( $\text{Mg, Fe}^{2+}$ )  $\text{Ti}_2\text{O}_5$  представлены зёрнами изометричной и слегка удлинённой формы размером 50-150  $\mu\text{m}$ .

Сравнение хромшпинелидов из изученных образцов (SA-24-1; SA-24-1+) и Сабантуйской россыпи расположенной в Федоровском районе Республики Башкортостан [Лаломов, Рахимов, 2021; Rakhimov et al., 2022], а также локализация значений формульных коэффициентов на классификационной диаграмме Н.В. Павлова [Павлов, 1949] в поле хромшпинелидов из пород офиолитов [Barnes, Roeder, 2001], указывает что возможным источником сноса могли быть ультрамафиты массивов офиолитовой ассоциации. На это указывает и присутствие в песчаниках ильменита, титаномагнетита и магнетита, которые характерны для пород основного состава (габбро и пироксенитов), тесно ассоциирующих с мантийными перидотитами [Савельев и др., 2016]. Повышенное содержание  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{3+}$  в регенерационной кайме зональных зёрен хромшпинелидов вероятно может быть связано с метаморфическими преобразованиями первичных мантийных и магматических пород либо с гипергенными процессами. Различные геохимические диаграммы, отражающие содержания Cr, Al,  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ , Mg в шпинелидах, в целом показывают попадание исследованных хромшпинелидов в поля преддуговых и абиссальных (офиолитовых) перидотитов [Dick, Bullen, 1984; Lian et al.,

2016], а их составы близки к составам шпинелидов массивов Крака [Saveliev et al., 2022]. При этом значения #Mg в шпинели указывают в качестве источника на ультрамафиты, а не рудные хромититы офиолитов. Некоторый интерес может представлять помимо значений в полях офиолитов кучное попадание нескольких точек в поле ультрамафитов Урало-Аляскинского типа. На текущем эрозионном срезе массивы-представители Платиноносного пояса Урала (Ревдинский, Нижнетагильский) находятся на относительно сравнимом расстоянии с офиолитовыми (Нурали, Миндяк, Крака) от расположения изученного разреза, что не исключает их в качестве коренного источника для части хромшпинелидов разреза. Однако высокое содержание железа (#Mg<0,2), характерное для данной группы точек указывает на влияние регрессивных метаморфических (либо гипергенных) изменений на состав зёрен [Rakhimov et al., 2022; Ahmed, Surour, 2016]. Изученные детритовые зёрна хромшпинелидов из разрезов Балтачевского района по своему составу близки с аналогичными минералами, входящими в состав пород и руд офиолитовых комплексов Урала. В связи с этим, наиболее вероятный источник для изученных зерен шпинелидов – офиолиты Уральского складчатого пояса. Однако не исключено, что часть изученных зёрен минералов группы шпинели попали в осадочные породы при разрушении ультрамафитов концентрически-зональных массивов.

*Исследования выполнены по теме Госзадания №FMRS-2025-0014.*

#### Список литературы

1. Лаломов А.В., Рахимов И.Г., Григорьева А.В. Хромитовые россыпные проявления Волго-Уральского бассейна – генезис, источники и промышленный потенциал // Георесурсы, 2021. Т. 23. №3. С. 143-148. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2021.3.172>.
2. Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Труды института геологических наук АН СССР, 1949. №13. С. 10-35.
3. Barnes S. J., Roeder P. L. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks // Journal of Petrology, 2001. V. 42. N.12. P. 2279-2302.
4. Rakhimov, I.R.; Saveliev, D.E.; Rassomakhin, M.A.; Samigullin, A.A. Chromian Spinel from Kazanian-Stage Placers in the Southern Pre-Urals, Bashkiria, Russia: Morphological and Chemical Features and Evidence for Provenance // Minerals, 2022. V. 12. <https://doi.org/10.3390/min12070849>
5. Савельев Д.Е., Сергеев С.Н., Бажин Е.А. Рудная минерализация в переходном мантийно-коровом комплексе офиолитового массива Средний Крака (Южный Урал) // Изв. отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. Геология, 2016. № 22. С. 38-46.
6. Ahmed A.H., Surour A.A. Fluid-related modifications of Cr-spinel and olivine from ophiolitic peridotites by contact metamorphism of granitic intrusions in the Ablah area, Saudi Arabia // J. Asian Earth Sci, 2016. V.122. P. 58-79.
7. Николаев В.И., Казеннова А.Д., Никольская Н.Е., Сергеев Н.С., Самков В.С., Долгушин С.С., Сержантов Н.Ф. Хромитоносные провинции и месторождения хромовых руд России. «Минеральное сырьё» № 43. М.: ВИМС, 2021. 185 с.
8. Dick H.J.B., Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine type peridotites and spatially associated lavas // *Contrib. Mineral. Petrol*, 1984. V.86. P. 54-76. <https://doi.org/10.1007/BF00373711>.
9. Lian D., Yang J., Robinson P.T., Liu F., Xiong F., Zhang L., Gao J., Wu W. Tectonic evolution of the western Yarlung Zangbo Ophiolitic Belt, Tibet: Implications from the petrology, mineralogy, and geochemistry of peridotites // J.Geol, 2016. V.124. P.353-376. <https://doi.org/10.1086/685510>.
10. Saveliev, D.E., Shilovskikh, V.V., Makatov, D.K., Gataullin R.A. Accessory Crspinel from peridotite massifs of the South Urals: morphology, composition and origin // *Miner Petrol*, 2022. V.116. P. 401-427 <https://doi.org/10.1007/s00710-022-00791-1>

## МИНЕРАЛЫ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ ИЗ ХРОМИТИТОВ НИЖНЕТАРЛАШКИНСКОГО МАССИВА (РЕСПУБЛИКА ТЫВА)

*А.Н. Юричев*

*ФГАОУ ВО НИ Томский государственный университет, Томск  
e-mail: juratur@yandex.ru*

Нижнетарлашкинский ультрамафитовый массив является фрагментом Южно-Тувинского офиолитового пояса, который расположен в юго-восточной части Республики Тыва и структурно приурочен к Агардагской шовной зоне разделяющей Сангиленский докембрийский срединный массив и раннекаледонскую Восточно-Таннуольскую складчатую область [Гоникберг, 1999]. Он обнажается на площади около 25 км<sup>2</sup> и в плане имеет овальную форму.

В строении массива принимают участие дуниты, серпентиниты, троктолиты, оливковые габбро, анортозиты, а также подчиненные им габбро-нориты и габбро. По данным Р.А. Шелепаева [Шелепаев, 2006], габброиды слагают расслоенную серию массива. Среди ультрамафитов также отмечены мелкие тела пироксенитов, тремолититов и бирбиритов [Леснов и др., 2019]. Массив интенсивно интродирован более поздними дайками гранодиоритов и гранитов.

В дунитах Нижнетарлашкинского массива выявлены тела массивных и вкрапленных хромититов, в которых автором обнаружены микроскопические включения минералов платиновой группы (МПГ).

Размеры таких включений обычно не превышают 6 мкм и они отмечены исключительно внутри зерен высокохромистых хромшпинелидов ( $Cr_2O_3 = 62,2-65,7$  мас. %,  $Al_2O_3 = 6,4-8,0$  мас. %,  $MgO = 10,4-12,4$  мас. %,  $FeO_{общ} = 18,4-19,2$  мас. %). По химическому составу выявленные МПГ соответствуют семействам сульфоарсенидов и арсенидов и представлены холлингвортитом, неназванным минералом  $(Ir,Ni,Os)(As,S)_2$  и андуитом (рис. 1).

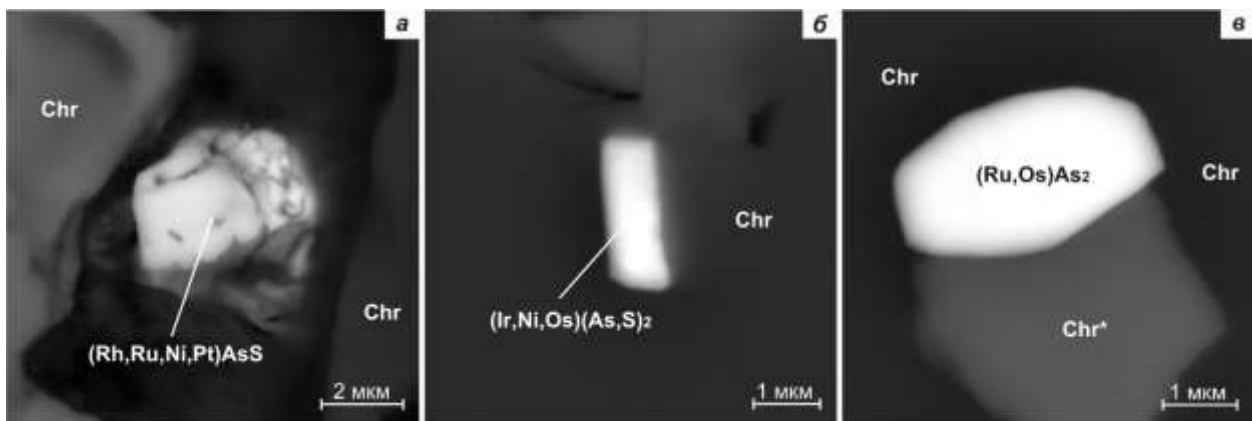


Рисунок 1. Микрофотографии сульфоарсенидов и арсенидов МПГ в хромититах Нижнетарлашкинского массива (в режиме обратно-рассеянных электронов). Пояснения даны в тексте. Chr (Chr\*) – хромшпинелид (хроммагнетит).

Холлингвортит выявлен в виде округлых, комковатых зерен размером до 6 мкм в катаклазированных зернах хромшпинелидов с кавернозной морфологией (рис. 1, a). В его химическом составе отмечается постоянная примесь рутения (до 13,2 мас. %), платины (до 10,0 мас. %), никеля (до 6,0 мас. %), кобальта (до 0,77 мас. %) и железа (до 0,25 мас. %) (табл. 1).

Неизвестный сульфоарсенид, близкий по стехиометрии кристаллохимической формуле  $(\text{Ir,Ni,Os})(\text{As,S})_2$ , отмечается в виде идиоморфных (преимущественно вытянутых четырехугольных) включений, капсулированных в зернах хромшпинелида (рис. 1, б). Размеры зерен обычно не превышают 3 мкм. Помимо означенных элементов в химическом составе минерала не повсеместно диагностируется незначительная примесь рутения (до 0,6 мас. %) и железа (до 0,37 мас. %) (табл. 1).

Таблица 1

Химический состав сульфоарсенидов и арсенидов МПГ в хромититах Нижнетарлашкинского массива, мас. %

Образец	Ru	Os	Ir	Rh	Pt	Fe	Ni	Co	As	S	Сумма	Формула
Холлингвортит												
T-2/3-19	13,15	н.о.	н.о.	19,54	9,94	0,25	5,66	0,45	35,57	15,28	99,83	$(\text{Rh}_{0,40}\text{Ru}_{0,27}\text{Ni}_{0,20}\text{Pt}_{0,11}\text{Co}_{0,01}\text{Fe}_{0,01})_{1,00}\text{As}_{1,00}\text{S}_{1,00}$
T-2/3-20	12,94	н.о.	н.о.	19,37	9,78	0,18	5,32	0,77	35,49	15,17	99,02	$(\text{Rh}_{0,40}\text{Ru}_{0,27}\text{Ni}_{0,19}\text{Pt}_{0,11}\text{Co}_{0,02}\text{Fe}_{0,01})_{1,00}\text{As}_{1,00}\text{S}_{1,00}$
T-2/3-21	13,24	н.о.	н.о.	18,88	9,54	0,15	6,01	0,73	35,25	14,86	98,66	$(\text{Rh}_{0,39}\text{Ru}_{0,28}\text{Ni}_{0,22}\text{Pt}_{0,11}\text{Co}_{0,02}\text{Fe}_{0,01})_{1,03}\text{As}_{1,00}\text{S}_{0,97}$
$(\text{Ir,Ni,Os})(\text{As,S})_2$												
T-5-1	0,57	14,14	35,16	н.о.	н.о.	0,00	4,14	н.о.	40,57	4,10	98,68	$(\text{Ir}_{0,55}\text{Ni}_{0,21}\text{Os}_{0,22}\text{Ru}_{0,02})_{1,00}(\text{As}_{1,62}\text{S}_{0,38})_{2,00}$
T-5-2	н.о.	7,05	39,85	н.о.	н.о.	0,37	7,42	н.о.	37,36	7,56	99,61	$(\text{Ir}_{0,56}\text{Ni}_{0,34}\text{Os}_{0,10}\text{Fe}_{0,02})_{1,02}(\text{As}_{1,36}\text{S}_{0,62})_{1,98}$
T-5-5	0,55	12,18	36,90	н.о.	н.о.	0,16	4,76	н.о.	40,44	5,27	100,26	$(\text{Ir}_{0,55}\text{Ni}_{0,23}\text{Os}_{0,18}\text{Ru}_{0,02}\text{Fe}_{0,01})_{0,99}(\text{As}_{1,53}\text{S}_{0,46})_{1,99}$
Андуоит												
T-5-6	26,41	10,66	2,66	1,91	н.о.	1,32	н.о.	н.о.	56,41	0,29	99,67	$(\text{Ru}_{0,69}\text{Os}_{0,15}\text{Fe}_{0,06}\text{Rh}_{0,05}\text{Ir}_{0,04})_{0,99}(\text{As}_{1,99}\text{S}_{0,02})_{2,01}$
T-5-7	25,76	11,47	2,81	1,83	н.о.	0,87	н.о.	н.о.	55,85	0,32	98,92	$(\text{Ru}_{0,68}\text{Os}_{0,16}\text{Rh}_{0,05}\text{Ir}_{0,04}\text{Fe}_{0,04})_{0,97}(\text{As}_{2,00}\text{S}_{0,03})_{2,03}$
T-5-8	27,75	7,75	2,82	2,12	н.о.	0,95	н.о.	н.о.	57,01	0,38	98,79	$(\text{Ru}_{0,71}\text{Os}_{0,11}\text{Rh}_{0,05}\text{Ir}_{0,04}\text{Fe}_{0,04})_{0,95}(\text{As}_{2,02}\text{S}_{0,03})_{2,05}$

*Примечание.* Исследование химического состава выполнено на электронном микроскопе Tescan Mira 3 LMU с энергодисперсионным детектор UltimMax100 (Oxford Instruments) в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем», ТГУ (г. Томск). Измерения проводились при ускоряющем напряжении 20 кВ, силе тока пучка электронов 4,5 нА и времени накопления спектра в точке 60 секунд в режиме «Point&ID» (2000000 импульсов). Диаметр пучка зонда 1–2 мкм. В качестве стандартов для Ru, Os, Ir, Rh, Pt, Ni, Co и Fe были применены чистые металлы, для S – пирит, для As – сперрилит. Использованы аналитические линии: L $\alpha$  для Ru, Ir, Rh, Pt; K $\alpha$  для Fe, Ni, Co, As, S; M $\alpha$  для Os. Обработка спектров выполнена автоматически при помощи программного пакета AzTec One с использованием методики TrueQ.

Андуоит обнаружен в виде идиоморфных шестигранных включений размером до 4 мкм в зернах хромшпинелида. В химическом составе минерала диагностирована постоянная примесь иридия (до 2,8 мас. %), родия (до 2,1 мас. %) и железа (до 1,3 мас. %) (табл. 1).

Руководствуясь морфологическими особенностями МПГ и особенностями их нахождения, автор склонен предположить, что неизвестный сульфоарсенид  $(\text{Ir,Ni,Os})(\text{As,S})_2$  и андуоит являются первичными позднемагматическими образованиями. На это указывают высокая степень идиоморфизма данных МПГ и их «захват» зернами хромшпинелида, которые не были подвержены вторичным преобразованиям и катаклазу. Весьма интересно одно из идиоморфных включений андуоита, которое находится в тесной ассоциации с гипидиоморфным (октаэдрического облика) хроммагнетитом и «плотно запечатано» в матрице зерна хромшпинелида (рис. 1, в). По данным предшественников в большинстве

случаев хроммагнетит кристаллизуется на заключительных, метаморфических стадиях перекристаллизации пород в интервале температур 380-410 °С [Минералогия, 2007]. Однако, в данном случае, образование такого хроммагнетита, учитывая отсутствие его приуроченности к границам зерна хромшпинелида-«хозяина» или зонкам трещиноватости, пока остается неясной.

Холлингвортит, формирующий округлые, комковатые зерна, приуроченные к трещинкам, кавернам в катаклазированных зернах хромшпинелида, отнесен к вторичной метаморфической ассоциации. На это также указывает постоянное присутствие в химическом составе нетипичной для минерала примеси никеля и кобальта (табл. 1).

Ранее микровключения МПГ в хромититах Нижнетарлашкинского массива были выявлены и изучены только Л.В. Агафоновым [Агафонов и др., 2005]. По химическому составу они были отнесены к омейиту  $OsAs_2$ , андуоиту  $RuAs_2$  и иридарсениту  $IrAs_2$ . Результаты настоящей работы подтверждают присутствие в составе хромититов андуоита, а также расширяют минеральный набор платиноидов массива с трех до пяти минеральных разновидностей. Впервые выявлены и описаны холлингвортит и неназванный сульфоарсенид со стехиометрической формулой  $(Ir,Ni,Os)(As,S)_2$ .

### Список литературы

1. Агафонов Л.В., Лхамсурэн Ж., Кужугет К.С., Ойдуп Ч.К. Платиноносность ультрамафит-мафитов Монголии и Тувы. Улаан-Баатар: Изд-во Монгольского государственного университета, 2005. 224 с.
2. Гоникберг В.Е. Роль сдвиговой тектоники в создании орогенной структуры ранних каледонид Юго-Восточной Тувы // Геотектоника. 1999. №3. С. 89-103.
3. Леснов, Ф.П., Кужугет К.С., Монгуш А.А., Ойдуп Ч.К. Геология, петрология и рудоносность мафит-ультрамафитовых массивов Республики Тыва. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2019. 350 с.
4. Минералогия Урала. Оксиды и гидроксиды. В 2-х ч. Часть 2. Екатеринбург-Миасс: УрО РАН, 2007. 288 с.
5. Шелепаев Р.А. Эволюция базитового магматизма Западного Сангилена: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: Изд-во ИГМ СО РАН, 2006. 12 с.

#### **4. ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ГЕОЭКОЛОГИЯ**

##### **АНАЛИЗ АКСЕЛЕРОГРАММЫ МЕТОДОМ ЭМПИРИЧЕСКОЙ МОДОВОЙ ДЕКОМПОЗИЦИИ**

***А.Н. Вихоть***

*Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар  
e-mail: vikhot.anna@mail.ru*

В условиях естественного залегания в результате изменения своей структуры горные породы излучают сейсмические колебания в широком частотном спектре, формируя сейсмические поля со сложной структурой. Статистические параметры сейсмического поля характеризуют его как нестационарное. В настоящее время для обработки различных видов нелинейных и нестационарных сигналов широкое применение находит перспективный метод эмпирической модовой декомпозиции (EMD). EMD-метод представлен Норденом Хуангом [Huang et al., 1998]. Суть метода заключается в построении базисных функций сигнала (функций внутренних мод – IMF). Главным преимуществом является адаптивность сигнала и то, что перед началом процедуры не требуется выбор базиса. Краткое описание алгоритма метода представлено в [Huang et al., 1998; Huang et al., 2005]. Последовательный переход от исходного сигнала к каждой последующей моде несет за собой смещение спектра мощности в область все более и более низких частот. Считается, что первые 2–3 моды несут основную информацию об анализируемом процессе и относятся к группе значимых. Однако для каждого случая требуется определение количества первых релевантных мод, потому что количество релевантных мод напрямую зависит от количества IMF, количество которых в свою очередь определяется длиной временного ряда исходного сигнала.

Для эмпирического разложения сейсмического сигнала использовались акселерограммы, записанные на оползневом склоне, сложенном в верхней части рыхлыми отложениями до глубины 7 м, далее скальными и полускальными отложениями. Все перечисленные отложения в разном объеме вовлечены в оползневый процесс по всей площади склона. Механизм оползневого процесса определен как скольжение с локальными обвалами и осыпями. Оползневый участок склона находится на левом берегу в долине р. Воркута. Здесь в результате обработки данных пассивного сейсмического мониторинга удалось выделить группировки максимумов на спектрах колебаний для всех типов грунтов, вовлеченных в оползневый процесс: для связных грунтов – 28–37 Гц, для несвязных грунтов – 32–52 Гц, для полускальных грунтов – 180–240 Гц, для скальных грунтов – 320–350 Гц [Лютюев, 2020].

В результате EMD декомпозиция для сигнала для трех его компонентов X, Y и Z представлена: X – 14 IMF+остаток, Y – 14 IMF+остаток, Z – 13 IMF+остаток. Установлено, что все IMF, получающиеся в результате серии разложения исходного сигнала, являются ортогональными составляющими этого сигнала. Исходя из этого считается, что каждая IMF имеет сильную корреляцию с исходным сигналом [Peng, Tse, Chu, 2005]. Напомним, что по шкале Чеддока высокая корреляция находится в диапазоне от 0,7 до 0,9 и весьма высокая от 0,9 до 1,0. На рис. 1 приведены значения коэффициента корреляции, в нашем случае представляющего степень линейной зависимости между анализируемым сигналом и каждой выделенной IMF по порядку для каждого из трех компонентов сигнала X, Y и Z. Только первые моды имеют сильные корреляции с исходным сигналом, значит, данные релевантные моды пригодны для расчета гильбертова спектра. Все последующие эмпирические моды

отражают наименее существенные детали колебательного процесса и являются характерными шаблонами [Klionskiy, Kaplun, Geppener, 2018].

Определение коэффициента корреляции между исходным сигналом и IMFs является важным этапом в EMD, потому что этот этап позволяет отсеять физически незначимые IMFs, которые не несут сколь-нибудь значимую информацию об анализируемом процессе, и их дальнейшее использование в расчетах даже может привести к получению ложных амплитудных и частотных значений. Для EMD-метода вновь продемонстрирован широкий спектр его применения для анализа сложных процессов, в частности в геофизике.

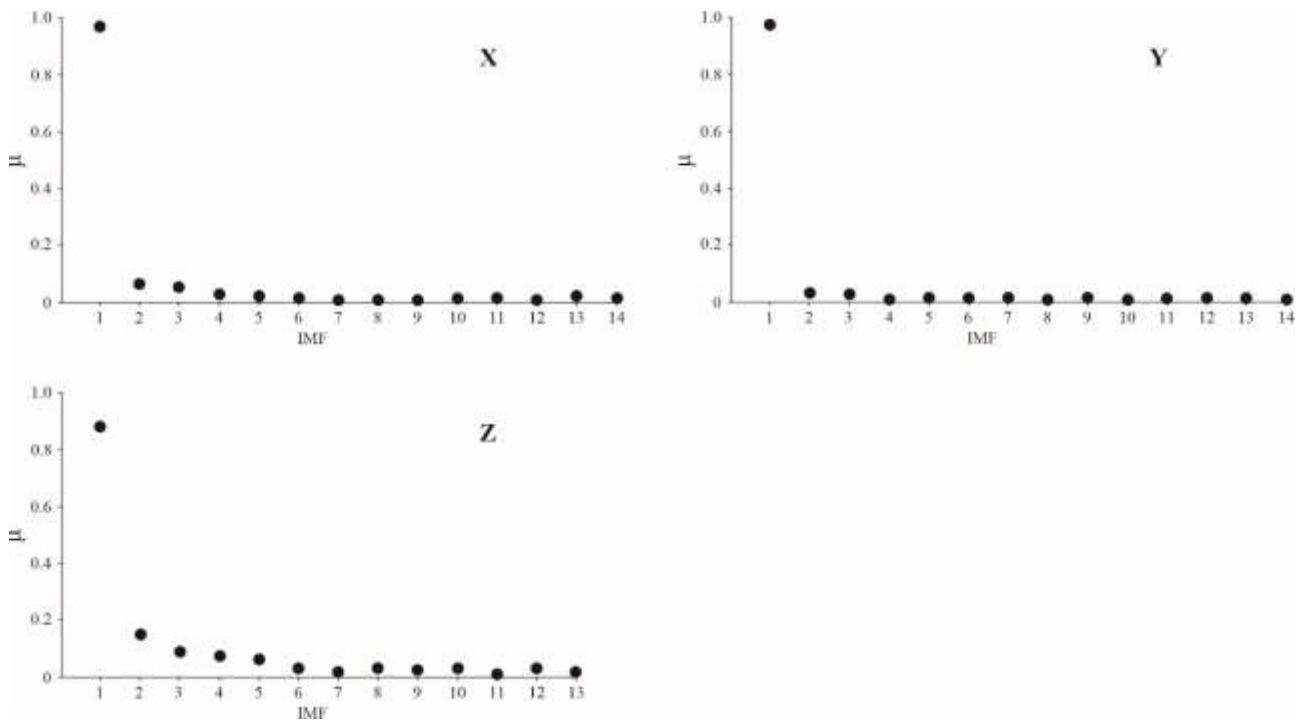


Рисунок 1. Коэффициент корреляции  $\mu$  между анализируемым сигналом и каждой выделенной IMF по порядку для трех компонентов сигнала X, Y и Z

### Список литературы

1. Лютоев В.А. Пассивный сейсмический контроль оползневых смещений г. Воркуты // Вестник Геонаук. 2020. №1. С. 24-30.
2. Norden Huang, Zheng Shen, Steven Long, Manli Wu, Hsing Shih, Quanan Zheng, Nai-Chyuan Yen, Chi Chao Tung, Henry Liu, The empirical mode decomposition and the Hilbert spectrum for nonlinear and non-stationary time series analysis // Proc. of the Royal Society of London, 1998. A 454. P. 903-995.
3. Norden Huang, Samuel S.P. Shen. The Hilbert-Huang transform and its applications. World Scientific Publishing Co. Pte. Ltd., 2005, 311 p.
4. Klionskiy D.M., Kaplun D.I., Geppener V.V. Empirical Mode Decomposition for Signal Preprocessing and Classification of Intrinsic Mode Functions // Pattern Recognition and Image Analysis, 2018. V. 28. No. 1. P. 122–132. DOI: 10.1134/S1054661818010091
5. Peng Z.K., Tse P.W., Chu F. L. A comparison study of improved Hilbert–Huang transform and wavelet transform: Application to fault diagnosis for rolling bearing // Mechanical Systems and Signal Processing, 2005. 19: 974-988. DOI: 10.1016/j.ymsp.2004.01.006

## ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО ПОЧВ И ЕГО СВЯЗЬ С ТЯЖЕЛЫМИ МЕТАЛЛАМИ И МЕТАЛЛОИДАМИ (АВЗЯНСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН, ЮЖНЫЙ УРАЛ)

**Г.М. Казбулатова, С.В. Мичурин**

*Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, 450077,  
г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2,  
e-mail: kazbulatova@mail.ru*

В Авзянском рудном районе (АРР) изучено органическое вещество почв (ОВ) и его связь с тяжелыми металлами и металлоидами (ТММ) [Казбулатова, 2025]. В качестве объекта исследования выбраны почвы, сформированные на измененных гипергенными процессами породах (корах выветривания) в пределах площади золото-кварцевого малосульфидного месторождения Улюк-Бар и рудопроявления Кургашлинское, а также Исмакаевского месторождения магнезитов. Особенностью данного исследования является изучение почв без предварительного отделения ОВ от их остальных минеральных компонентов и применение ИК-спектроскопии диффузного отражения с инфракрасным преобразованием Фурье в сочетании с математической обработкой спектров в единицы Кубелки-Мунка [Nuzzo et al., 2020]. Определение функциональных групп в смеси проводилось полуколичественным методом, принимая сумму интенсивностей всех пиков за 100%. Цель исследований – выявление особенностей почвообразования АРР, что важно для оценки экологического состояния почв [Казбулатова, 2025].

Области полос поглощения ИК-спектров почв месторождения Улюк-Бар и рудопроявления Кургашлинское и характерные для них функциональные группы и/или соединения представлены в таблице 1.

Таблица 1

Характеристика полос поглощения ИК-спектров почв месторождения Улюк-Бар и рудопроявления Кургашлинское

Волновое число (WN), см <sup>-1</sup>	Характеристика/функциональная группа/соединение
3400–3700	валентные колебания О–Н связей/структурно-связанная вода в глинистых минералах и гумусовых кислотах; валентные колебания ароматических фрагментов/гумусовые кислоты
2921–2927	валентные колебания связей С–Н/алифатические метиленовые –СН <sub>2</sub> – группы/гумусовые кислоты
2842–2854	валентные колебания связей С–Н/алифатические метильные –СН <sub>3</sub> группы/гумусовые кислоты
1682–1726	валентные колебания С=О связи /карбоксовая группа СООН/гумусовые кислоты
1613–1636	валентные колебания сопряженных двойных связей углеродных атомов С=C/олефиновые и ароматические соединения/гумусовые кислоты
1515–1536	асимметричные колебания карбоксилат-иона (R–C=O(–O))/гумусовые кислоты; амидная группа –C(=O)N=/гумусовые кислоты
1375–1412	деформационные колебания С–Н метиленовых связей /алифатические СН <sub>3</sub> и СН <sub>2</sub> группы; симметричные колебания карбоксилат-иона (R–C=O(–O))/гумусовые кислоты
428–1249	валентные и деформационные колебания Si–O(–Si), Si–O связей/функциональные группы минеральных компонентов (силикатов, алюмосиликатов, кварца); в этой области, особенно при 1076 см <sup>-1</sup> присутствуют перекрывания ароматическими и/или олефиновыми деформационными колебаниями вне плоскости С–Н
353–370	металлоуглеродные валентные колебания Me–C металлоорганических (?) соединений

Значимая положительная корреляция ( $K_{\text{корр}} = 0.58-0.78$ ) содержания  $S_{\text{орг}}$  в почвах проявилась с количеством именно тех функциональных групп, которые предположительно диагностировались как органические. Установленные наиболее четко проявляющиеся связи на ИК-спектрах исследовались с точки зрения корреляции функциональных групп в почвах с ТММ, определенных рентгенофлуоресцентным и атомно-абсорбционным методами (табл. 2).

Таблица 2

Коэффициенты корреляции тяжелых металлов и металлоидов с  $S_{\text{орг}}$  и функциональными группами в почвах АРР

Элемент	$S_{\text{орг}} / \omega$ (функциональная группа)								
	$S_{\text{орг}}$	ОН...Н 3388 $\text{cm}^{-1}$	$\text{CH}_2, \text{CH}_3$ 2925 $\text{cm}^{-1}$	$\text{CH}_2, \text{CH}_3$ 2852 $\text{cm}^{-1}$	$\text{C}=\text{C}/\text{N}-\text{C}$ 1639 $\text{cm}^{-1}$	$(\text{R}-\text{C}=\text{O}(-\text{O})) /$ $-\text{C}(=\text{O})\text{N}=\text{}$ 1530 $\text{cm}^{-1}$	Me-C 370 $\text{cm}^{-1}$	Me-C 357 $\text{cm}^{-1}$	Me-C 353 $\text{cm}^{-1}$
Fe (II)	0.45	0.81	0.63	0.24	0.87	0.39	0.43	0.54	0.33
Fe (III)	-0.63	-0.32	-0.44	-0.43	-0.41	-0.15	0.74/-0.50	0.24	-0.41
Al	-0.53	-0.64	-0.64	-0.54	-0.67	-0.58	-0.59	-0.22	-0.53
Mn	0.88	0.68	0.62	0.58	0.84	0.69	0.04	0.79	0.71
V	-0.62	0.64	0.01	-0.11	0.32	-0.78/0.94	0.36	0.35	0.30
Co	-0.40	-0.21	-0.40	-0.14	-0.28	-0.13	-0.29	0.13	-0.34
Cr	0.79/0.13	0.45	0.09	-0.01	0.35	-0.47	0.38	0.51	0.31
Sr	0.79	0.81	0.73	0.56	0.77	0.80	0.60	0.73	0.80
Zn	0.72/-0.60	0.80	0.57	0.22	0.74	0.55	0.58	0.67	0.67
Cu	0.64	0.67	0.62	0.36	0.56	0.42	0.26	0.67	0.43
Ni	0.24	0.60	0.24	0.15	0.52	0.28	0.46	0.67	0.39
As	-0.34	-0.44	-0.42	-0.44	-0.48	-0.53	-0.62	-0.47	-0.31
Sb	0.67	0.82	0.74	0.44	0.80	0.70	0.53	0.67	0.92
Ba	0.73	0.46	0.64	0.64	0.54	0.49	0.40	0.62	0.59

Примечание. Значения, указанные через дробь, соответствуют двум трендам.

Мышьяк, как основной и самый опасный загрязнитель почв АРР, имеет обратную корреляцию с  $S_{\text{орг}}$  и органическими функциональными группами ( $K_{\text{корр}}$  от  $-0.31$  до  $-0.62$ ). Эти данные хорошо согласуются с тем, что As в коре выветривания и почвах золоторудных объектов АРР связан с неорганическими минералами-носителями – в основном с гетитом и гораздо меньше с каолинитом [Казбулатова, Мичурин, 2024, 2025]. ОВ почв может лишь участвовать в сорбции As на поверхности гетита [Shuqi et al., 2022], которая, вероятно, максимально происходит только при формировании минерала. Вследствие устойчивости гетита в почвах, в поверхностные воды АРР этот токсикант поступает в очень небольшом количестве [Казбулатова и др., 2022]. Сурьма, являясь другим основным загрязнителем поверхностных вод АРР [Казбулатова и др., 2022], несмотря на то, что обнаружена в почвах на уровне кларка, напротив, имеет в них значимые положительные корреляции с  $S_{\text{орг}}$  ( $K_{\text{корр}} = 0.63$ ) и с органическими функциональными группами ( $0.44-0.92$ ). Известно, что в процессах обогащения природных вод Sb может участвовать ОВ типа гумуса, а её соединения в водах часто находятся во взвешенном состоянии в виде сурьмаорганических комплексов [Удодов и др., 1975]. Таким образом несмотря на то, что при высоких температурах Sb и As обладают схожими физико-химическими свойствами, в системе коры выветривания–почвы–поверхностные воды АРР в процессах, протекающих при крайне низких температурах, они начинают вести себя по-разному. Противоположная корреляция этих металлоидов в почвах АРР наблюдается не только с  $S_{\text{орг}}$ , но и с разными формами железа. As имеет положительную корреляцию с Fe (III) ( $K_{\text{корр}} = 0.52$ ), а Sb с Fe (II) ( $K_{\text{корр}} = 0.60$ ), т.е. их поведение в рассматриваемой системе контролируется разными формами железа. Подвижность последнего в почвах сильно зависит от окислительно-восстановительных реакций и в почвенных условиях Fe (II) по сравнению с Fe (III) является достаточно растворимым [Козлова

и др., 2014]. Следовательно, в почвах АРР влияние ОВ выражается в связывании As в трудно-, а Sb – в легкорастворимые формы.

Sr, Zn и Cu, обладая выраженными биофильными свойствами [Дину, 2015], в почвах АРР обнаруживают значимые прямые связи практически со всеми функциональными группами. Ni больше связан с ароматическими, чем алифатическими группами (см. табл. 2).

Ba в почвах АРР положительно коррелирует с  $C_{орг}$  и всеми функциональными группами. Это объясняется тем, что в почвах исследуемого нами района примесь Ba отмечается в гидроксидах Mn, часто ассоциирующих с ОВ почв [Казбулатова, 2024; Казбулатова, Мичурин, 2025]. Вместе с тем сродство этого металла с ОВ почв мало изучено [Борзенко, Фёдоров, 2019], в которых он обычно содержится в виде труднорастворимого сульфата.

Увеличение содержания V, Co, Cr в почвах АРР зачастую не связано с ростом содержания в них ОВ. Связь V неоднозначна: с  $C_{орг}$  она отрицательная, а для органических функциональных групп – либо отсутствует, либо она положительная/отрицательная. Однако прямая корреляция V с ароматическими функциональными группами (в области полос поглощения с максимумами при 3388, 1639 и 1530  $см^{-1}$ ) позволяет предположить их структурную связь. Для Co в целом корреляции имеют отрицательный характер. Этот элемент имеет сходное поведение с As и также фиксируется преимущественно в гетите [Казбулатова, Мичурин, 2025]. Cr не показывает положительных корреляций с алифатическими группами (с максимумами в области волнового числа 2925  $см^{-1}$ , 2852  $см^{-1}$ ) и скорее связан с ароматическими структурными фрагментами.

Таким образом, в почвах АРР ряд металлов (Fe (II), Mn, Ba, Zn, Ni, Cu, Sr, Sb) положительно коррелирует с  $C_{орг}$  и функциональными органическими группами, другие (Fe (III), Al, V, Co, Cr, As) с ними не связаны или имеют неоднозначные корреляции. Основные загрязнители As и Sb в почвах АРР ведут себя противоположно и контролируются разными формами железа. Влияние ОВ в почвах исследуемого района выражается в связывании As в трудно-, а Sb – в легкорастворимые формы.

*Исследование выполнено в рамках Государственного задания ИГ УФИЦ РАН № FMRS-2025-0017.*

### **Список литературы**

1. Борзенко С.В., Фёдоров И.А. Основные формы миграции металлов в присутствии гуминовых веществ в содовых озерах Восточного Забайкалья // Известия ТПУ, 2019. № 3. С. 18-27.
2. Дину М.И. Взаимодействие ионов металлов в водах с гумусовыми веществами глееподзолистых почв // Геохимия, 2015. № 3. С. 276-288.
3. Казбулатова Г.М. Тяжелые металлы, металлоиды и органическое вещество в почвах месторождений Авзянского рудного района (Южный Урал): данные ИК-спектроскопии // Геологический вестник, 2025. № 1. С. 125-143.
4. Казбулатова Г.М., Мичурин С.В., Карамова А.М. Геоэкологическая оценка состояния поверхностных вод Авзянского золоторудного района Республики Башкортостан // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов, 2022. Т. 333. № 8. С. 139-152.
5. Казбулатова Г.М., Мичурин С.В. Оценка экологической опасности золоторудного месторождения Улюк-Бар (Южный Урал) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов, 2024. Т. 35. № 5. С. 142-157.
6. Казбулатова Г.М., Мичурин С.В. Почвы и поведение в них тяжелых металлов на золоторудном месторождении Улюк-Бар (Южный Урал) // Бюллетень Почвенного института имени В.В. Докучаева, 2025. Вып 122. С. 89-126.
7. Козлова А.А., Халбаев В.Л., Айсуева Т.С., Егодуров А.Е., Нечаева В.В., Мокрушина А.С., Чиркова Е.Г., Винокурова А.В. Содержание различных форм железа в почвах Южного Предбайкалья // Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований, 2014. № 5 (2). С. 56-61.
8. Удодов П.А., Солодовникова Р.С., Шварцева Н.М., Рычкова Э.С. О связи сурьмы с органическим веществом типа гумуса в природных водах и водных растворах // Известия Томского политехнического института им. С.М. Кирова. Серия: Геология, 1975. Т. 297. С. 68-73.

9. Nuzzo A., Buurman P., Cozzolino V., Spaccini R., Piccolo A. Infrared spectra of soil organic matter under a primary vegetation sequence // *Chemical and Biological Technologies in Agriculture*, 2020. V. 7. 12 p.

10. Shuqi Y., Xiaorui Ch., Xu C., Bing Y., Wei H. Influencing factors and environmental effects of interactions between goethite and organic matter: A critical review // *Frontiers in environmental science*, 2022. V. 10. 17 p.

## **ОПОЛЗНЕВЫЕ ДЕФОРМАЦИИ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УРЖУМСКОГО ЯРУСА ПРИ ИХ ВСКРЫТИИ ДОРОЖНЫМИ ВЫЕМКАМИ**

*А.Э. Королёв, А.И. Латыпов*

*Институт геологии и нефтегазовых технологий, КФУ, Казань*

*e-mail: albert-korolev-kpfu@mail.ru*

Прокладка автодорожных магистралей федерального значения по территориям муниципальных образований часто сопровождается большими объемами земляных работ на всех этапах строительства, начиная с планировки продольного профиля дороги и заканчивая обустройством сопутствующей придорожной инфраструктуры. Показательным примером являются автомобильные трассы М-7 и М-12, проложенные в пределах восточной части Приволжской возвышенности. Вследствие существенных перепадов гипсометрических отметок рельефа на участках строительства в ряде случаев, особенно у мостовых переходов, приходилось устраивать протяженные выемки глубиной до 80,0 м. При этом в склонах техногенных обнажений вскрывались погребенные структуры, выполненные грунтовыми толщами, склонными к деформациям. Поэтому уже на этапе вертикальной планировки автодороги в стенках выемок стали проявляться негативные геодинамические процессы [Латыпов и др., 2023].

Одними из потенциально опасных участков являлись погребенные речные долины уржумского яруса. В естественном залегании они представляют собой протяженные, слабо извилистые водно-эрозионные речные палеодолины, сложенные песчаниками. Речные палеодолины формировались в уржумский век, когда на территории Приуральской суши установился континентальный режим осадконакопления [Бабеньшин, 2023]. Таяние ледников на вершинах Уральских гор способствовало образованию речных систем, несущих обломочный материал с востока на запад. Речные палеоруслу врезались в ранее сформированные слои светло-серых доломитов, розовых доломитовых мергелей и бурых аргиллитов, создавая корытообразные эрозионные промоины. Впоследствии за счет поднятия уровня воды в аномально соленом обширном озерном бассейне седиментации уржумского века речные палеоруслу были перекрыты слоями доломитовых мергелей и аргиллитов. Таким образом, в локальных участках разрезов уржумского яруса сформировались погребенные тела песчаников, ограниченные со всех сторон карбонатно-терригенными породами озерного осадочного комплекса.

В обнажениях склонов дорожных выемок погребенные речные палеодолины вскрываются в основном в крест простирания. За счет этого они выглядят как темно-бурые песчаные линзовидные тела, залегающие среди горизонтально-слоистой пестроцветной толщи осадочных пород. Линзы речных палеодолин характеризуются протяженностью от 10,0 до 25,0 м, их толщины варьируют от 10,0 до 30,0 м. Контакты песчаных тел с вмещающими породами резкие эрозионного типа. Судя по корытообразным поперечным профилям речных долин скорость течения воды в руслах была относительно небольшая, донная эрозия была подавлена боковой эрозией. В подошве линзовидных тел, на контакте с подстилающими светло-серыми доломитами, песчаники обогащены дресвой карбонатных пород. Выше по

разрезам линзовидных тел преобладают мелкозернистые обломки эффузивных и кремнистых пород с подчиненными зернами кварца и полевых шпатов. По составу обломочной компоненты песчаники относятся к грауваккам. Оптико-микроскопические исследования показали, что песчаники в нижней части сцементированы кальцитовым цементом, в средней и верхней – глинистым цементом. Наличие реликтов кальцитовых оторочек вокруг обломков минералов и горных пород свидетельствует, что ранее кальцитовый цемент выполнял большую часть порового пространства в песчаниках. Однако, находясь длительный промежуток времени в зоне гипергенеза кальцит был выщелочен и замещен глинистым материалом. Глинистый цемент распространен неравномерно, в основном на контактах близко расположенных обломков горных пород. За счет этого существенно ухудшилась прочность структурных связей в песчаных грунтовых толщах. В естественном залегании, когда тела песчаников со всех сторон обжаты прочными осадочными породами с преобладанием кристаллизационных структурных связей, это не является критичным для инженерно-строительных работ. Однако, при нарушении условий залегания тел песчаников это может привести к нарушению их устойчивости в стенках техногенных обнажений. Нарушению устойчивости могут способствовать и гидрогеологические условия. Все речные палеодолины уржумского века содержат локально-изолированные горизонты подземных вод. При вскрытии обводненных песчаников нарушается гидродинамический режим пород, что вызывает суффозионный вынос части обломочного материала из грунтовой толщи.

Оползни в телах песчаников охватывают краевые части вскрытой толщи на глубину до 10,0 м. Ложем оползней служат обводненные участки песчаников в нижней части песчаных линз. Возникновение трещин отрыва происходит постепенно в течение месяца. Трещины отрыва расположены параллельно друг другу, имеют форму полуциркуля. Со временем трещины сливаются, одновременно достигая уровня обводненных пород, и вдоль их поверхностей происходит отрыв блоков терригенных пород. Все оползни по положению поверхности скольжения относятся к асеквентным, поскольку возникают и развиваются в однородных толщах грунта, по особенностям смещения – к детрузивным, так как возникают в верхних частях песчаных толщ. После схода оползневых тел в стенках дорожных выемок остаются практически вертикальные поверхности отрыва с закругленной конфигурацией. Блоки обрушения в силу слабых структурных связей не сохраняют длительное время исходный геоморфологический облик. Со временем они размываются вытекающими из-под основания палеодолин подземными водами и в виде рыхлого терригенного материала разносятся вдоль обустроенной земляной насыпи автодорожного полотна.

В случае, когда песчаная грунтовая толща погребенных речных палеодолин вскрывается не полностью, а только в верхней своей части, возникают условия для суффозионного выпора и выноса части песчаников. В этом случае основной движущей силой процесса являются подземные воды, в значительном объеме накапливающиеся в поровом пространстве песчаников. Разрушая глинистый цемент терригенных пород и оказывая взвешенное давление на твердые минеральные частицы подземные воды, по сути, формируют пльвуны. При удалении части грунтового массива разжиженные песчаники под давлением выходят на поверхность, формируя шлейфы растекания из разрушенного дисперсного грунта. Подобные деформации грунтовой толщи приводят к возникновению протяженных щелевидных ниш, которые увеличиваясь в размерах со временем способствуют обрушению выше залегающих слоев осадочных пород.

Таким образом, погребенные речные долины в отложениях уржумского яруса являются потенциально опасными участками, в случае их вскрытия автодорожными выемками. Нарушение условий их естественного залегания может привести к активизации негативных геодинамических процессов. Наблюдение за состоянием склонов дорожных выемок при проходке федеральных автомобильных трасс показало, что с течением времени в участках залегания песчаных грунтовых толщ происходят сходы оползней и суффозионный вынос разжиженного обломочного материала. Деформации участков грунтового массива усложняют

условия строительства дорожных магистралей, требуя дополнительных затрат за счет увеличения объемов земляных работ. В период эксплуатации дорог высока вероятность схода земляных масс в местах залегания песчаных толщ погребенных речных палеодолин.

### **Список литературы**

1. Латыпов А.И., Гараева А.Н., Яббарова Е.Н., Усманов Р.М., Королёв А.Э. Природно-техногенные геодинамические процессы, активизированные при устройстве выемок грунта трассы М-12 на территории Приволжской возвышенности // В сборнике: Сергеевские чтения. Фундаментальные и прикладные вопросы инженерной геодинамики. Материалы годичной сессии Научного совета РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии. Москва, 2023. С. 104-108.

2. Бабеньшиев В.М. Геологическое строение района Верхнекамской впадины в северо-восточной части Волго-Уральской антеклизы // Региональная геология и металлогения, 2023. №95. С. 21-33.

## **РЕЗУЛЬТАТЫ ОЦЕНКИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГРУНТОВ ЕЛПИНСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА (АРМЕНИЯ) ПО ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИМ И ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫМ ИССЛЕДОВАНИЯМ**

*Г.А. Мкртчян*

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

Гидротехнические сооружения – водохранилища, дамбы, тоннели, каналы и т.д. относятся к числу особо важных объектов, повреждения которых от сильных землетрясений приводят к тяжелым хозяйственным, экологическим и социальным последствиям. Поэтому, следует уделять особое внимание надежности и безопасности данных сооружений. Мероприятия по обеспечению безопасности должны выполняться со стадии проектирования. В сейсмоактивных районах, в число которых входит и Республика Армения, планирование, проектирование и строительство таких объектов осуществляется в соответствии с рекомендациями строительных норм проектирования Республики Армения [Строительные нормы]. При проектировании конкретно плотин водохранилищ нужно учитывать степень сейсмической опасности плотин, которая будет способствовать снижению сейсмического риска, как для сооружения, так и для соседних поселений [Бабаян, Карапетян, 2011; Федоров и др., 1985; Wieland, 2009].

Елпинское водохранилище входит в число особо важных сооружений Армении. Территория проектируемого водохранилища расположена в юго-западной части Армении, в зоне среднего течения реки Елпин, абсолютная высота территории составляет 1650-1700 метров. Территория водохранилища охватывает южную предгорную зону Вардениского хребта, где широко распространены вулканические андезитовые дациты третичного возраста и осадочно-вулканические туфобрекчии, которые покрыты современными аллювиальными, элювиальными и делювиальными образованиями мощностью от 5 до 14 м.

**Сейсмические свойства грунтов.** Исследования сейсмических свойств грунтовых разновидностей, слагающих территорию, выполнены по известной методике путем комплексных инженерно-геологических и инструментальных исследований [Бабаян, Карапетян, 2011; Федоров и др., 1985].

**Инженерно-геологические исследования.** Используя данные о скважинах, (рис. 1) пробуренных ЗАО “Институт Армводпроект”, построенные инженерно-геологические разрезы, а также данные о параметрах, характеризующие физико-механические и сейсмические свойства грунтов, определялись характерные типы инженерно-геологических

разрезов [Карапетян, Геодакян, Мкртчян, 2012ф], произведена генерализация каждого инженерно-геологического разреза, оценена его категория по сейсмическим свойствам согласно нормам сейсмостойкого строительства [Бабаян, Карапетян, 2011; Строительные нормы].

Участок плотины водохранилища был условно разделен на четыре подучастка с характерными инженерно-геологическими разрезами (табл. 1). По физико-механическим и сейсмическим свойствам этих грунтов были оценены категории грунтов согласно нормам СНРА. 20.04. По сейсмическим свойствам грунты типов ④ и ⑤ относятся к первому, а грунты типов ①, ③ и ③<sup>а</sup> относятся ко второму категориям. Грунты типа ③ подлежат выносу, поэтому они не учитывались как определяющая разновидность.

Первый подучасток - левый склон плотины, представлен грунтами типа ③<sup>а</sup> (II категория) с почти постоянной мощностью 5-7м и типа ⑤ мощностью больше 15м (I категория). Весь участок оценен как вторая категория. Вторым подучастком до скв. 1, представлен 10-12м грунтами типа ① (II категория) и >10м грунтами типа ⑤, а от скв. 1 к скв. 2 постепенно снижается от 10м до 0, грунты типа ① (II категория), ниже него клиновидной расположен от 0 до 10-12 метров грунты типа ④ (I категория) на грунтах типа ⑤. Этот участок до устья реки оценён как вторая категория, от устья до 2-ой скважины - первая категория. Третий подучасток полностью состоит из грунтов ④-го типа с мощностью до 10 метров и >10 метров грунтов типа ⑤. Участок был полностью оценен как первая категория. Четвертый подучасток также оценен первой категории, поскольку состоит только из грунтов типа ⑤, а вышележащий грунт типа ③ подлежит выносу (табл. 1, рис. 1, рис. 2).

Таблица 1

Характерные инженерно-геологические разрезы и категория грунтов по сейсмическим свойствам

Участок	Номер грунта	Грунты, представленные в пласте	Мощность Н (м)	Категория по сейсм. свойствам	
				грунта	пласта
I	③ <sup>а</sup>	Галечно-гравелистый грунт в основном пыле мелкопесчаным заполнит.	5-7	II	II
	⑤	Туфогенные брекчии андезитового комплекса, нежно моренного цвета, результат выветривания до 13-14 м, с серо-охристым туф-обломочного состава, затем относительно стабильным, с текстурой похожей на брекчию с мелкозернистой структурой.	>15	I	
II	①	Русло-поймовые аллювиальные отложения, представленные галечно-гравелистыми почвами с заполнителем песка до 30%	10-12	II	II
	④	Андезита - дацитовые высокомелкозернистые породы, синесерой окраской, неравномерной трещиноватостью и редкими порами, твердые, массивные	0-10	I	
	⑤	Туфогенные брекчии андезитового комплекса, нежно моренного цвета, результат выветривания до 13-14 м, с серо-охристым туф-обломочного состава, затем относительно стабильным, с текстурой похожей на брекчию с мелкозернистой структурой.	>10	I	
III	④	Андезита - дацитовые высокомелкозернистые породы, синесерой окраской, неравномерной трещиноватостью и редкими порами, твердые, массивные	10	I	I
	⑤	Туфогенные брекчии андезитового комплекса, нежно моренного цвета, результат выветривания до 13-14 м, с серо-охристым туф-обломочного состава, затем относительно стабильным, с текстурой похожей на брекчию с мелкозернистой структурой.	>10	I	
IV	⑤	Туфогенные брекчии андезитового комплекса, нежно моренного цвета, результат выветривания до 13-14 м, с серо-охристым туф-обломочного состава, затем относительно стабильным, с текстурой похожей на брекчию с мелкозернистой структурой.	>20	I	I

На основе обобщения инженерно-геологических разрезов отдельных подучастков, выделены основные инженерно-геологические зоны, характеризующие исследуемую территорию (рис. 1), и оценивались категория грунтов, слагающих створ плотины, по сейсмическим свойствам (табл.1) [Бабаян, Карапетян, 2011].

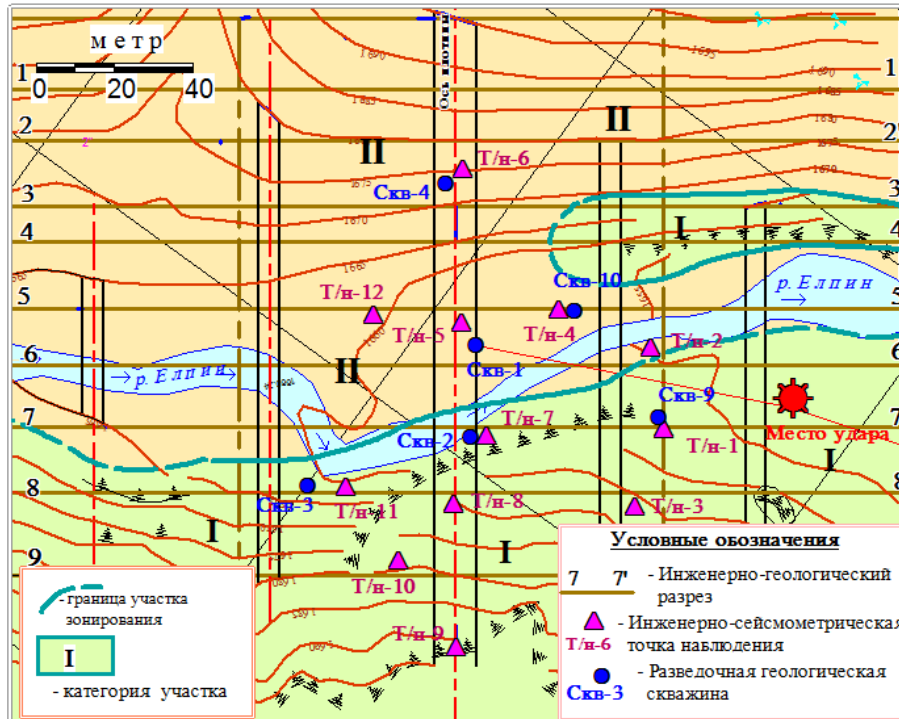


Рисунок 1. Карта инженерно-геологического зонирования территории плотины Елпинского водохранилища и расположения точек наблюдения

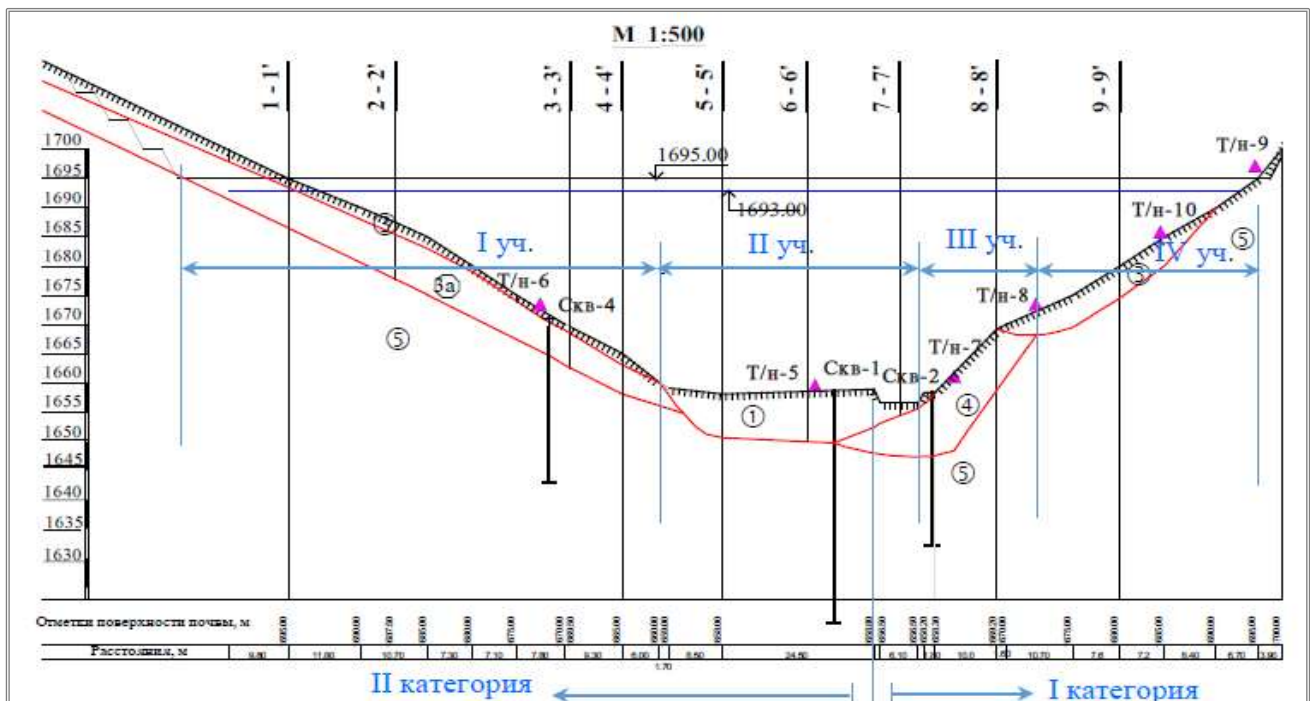


Рисунок 2. Продольный разрез по оси плотины (грунты, указанные в разрезе, с соответствующими номерами и описаниями приведены в таблице 1)

**Инструментальные исследования.** Сейсмические свойства грунтовых разновидностей определялись также и инструментальными методами, где один из ключевых параметров является преобладающие периоды колебаний грунтов ( $T_0$ (сек)), которые можно определить различными методами - регистрации высокочастотных микросейсм, записей взрывов или ударов [1]. В данной работе был применен метод регистрации высокочастотных микросейсм. Исследования проводились в 12 точках на разных участках исследуемой территории таким образом, чтобы охватить не только все типы грунтовых разновидностей, но и несколько разных точек одного и того же типа грунта. На основе полученных данных наблюдений рассчитаны и построены спектры Фурье, определены значения преобладающих периодов в 12 пунктах наблюдения (рис.1, рис.2). Результаты исследований показали, что почти во всех полученных спектрах Фурье выделяются 2-3 отчетливые пики, значения которых соответствуют по сейсмическим свойствам грунтовым условиям первой ( $T_0=0,18\div 0,27$ сек) и второй ( $T_0= 0,31\div 0,55$ сек) категории.

**Заключение.** В результате инженерно-геологических и инструментальных исследований выяснилось, что территория, намеченная под строительство проектируемой плотины Елпинского водохранилища, характеризуется по сейсмическим свойствам грунтами I и II категории. Полученные результаты были применены при оценке ожидаемой сейсмической опасности исследуемой территории.

### Список литературы

1. Бабаян Т.О., Карапетян С.С. Разработка методики сейсмического микрорайонирования на примере территорий объектов Армении. // Сборник научных трудов конф «Современные задачи геофизики и инженерной сейсмологии». Ереван: Гитутюн, 2011. С. 299-310.
2. Строительные нормы Республики Армения. Сейсмостойкое строительства, Нормы проектирования. СНРА. 20.04. Министерство Градостроительства РА, Ереван, 105 с.
3. Федоров С.А., Баулин Ю.И., Бабаян Т.О. и др. Рекомендации по Сейсмическому микрорайонированию при инженерных изысканиях для строительства, ГОССТРОЙ СССР, Главстройпроект ПНИИИС, "Наука", Москва, 1985.
4. Wieland M. Features of seismic hazard in large dam projects and strong motion monitoring of large dams. Higher Education Press and Springer-Verlag 2009. Frontiers of Architecture and Civil Engineering in China 4(1):56-64.DOI:10.1007/s11709-010-0005-6.

## МОНИТОРИНГ И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ДЕГРАДАЦИИ МНОГОЛЕТНЕЙ МЕРЗЛОТЫ НА СЕВЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (НА ПРИМЕРЕ ЯНАО)

*М.А. Новгородова<sup>1</sup>, Э.А. Петров<sup>2</sup>, А.И. Синицкий<sup>3</sup>, Д.Н. Горбцов<sup>1</sup>*

<sup>1</sup>*Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе (МГРИ), г. Москва*

<sup>2</sup>*НПО «Геокриотехник», г. Салехард*

<sup>3</sup>*ГАУ ЯНАО «Научный центр изучения Арктики», г. Салехард  
e-mail: novgorodovama@mgi.ru*

В современных условиях изменения климата особое значение приобретает вопрос освоения северных территорий России. Нижнеобская низменность и полуостров Ямал представляют собой стратегически важные регионы, богатые природными ресурсами, но характеризующиеся сложными природно-климатическими условиями.

Современное состояние территории характеризуется сложной обстановкой, определяющей особенности её освоения и развития. Территория отличается широким

распространением многолетнемёрзлых пород, которые формируют особый режим для геотехнических наблюдений и требуют специальных подходов к строительству и эксплуатации зданий и сооружений. Климат региона отличается резкими температурными колебаниями, что создаёт дополнительные сложности для жизнедеятельности человека и функционирования инфраструктуры.

В условиях тренда потепления на территории наблюдаются существенные изменения природно-технических условий. Происходит деградация многолетнемёрзлых грунтов, что влечёт за собой необходимость пересмотра традиционных подходов к строительству и эксплуатации объектов инфраструктуры. Отмечается изменение гидрологического режима территории, проявляющееся в трансформации речных систем, изменении режима поверхностного и подземного стока, что требует корректировки водохозяйственных мероприятий.

За последние 40 лет на территории Салехарда и прилегающих районов зафиксированы существенные изменения мерзлотных условий, свидетельствующие об активной деградации многолетнемёрзлых пород. Температура грунтов повысилась на 2–3°C, что привело к значительным изменениям в структуре мерзлотного покрова. Особенно показательным является факт опускания верхней границы многолетнемёрзлых грунтов ниже 10 метров в окрестностях Салехарда.

Происходящие трансформации оказывают существенное влияние на устойчивость существующих объектов инфраструктуры. Деформация фундаментов, осадки грунта и другие негативные процессы становятся всё более распространёнными (Рис.1 и 2). Особенно критичным является то, что изменения происходят не только на поверхности, но затрагивают глубокие горизонты мерзлоты.



Рисунок 1. Пример отрыва опоры линейного объекта в связи с протаиванием грунтов. Апрель 2025 г., Научно-технологический полигон коллективного пользования «Обдорский», г. Салехард, ЯНАО.



Рисунок 2. Деформации жилого здания в связи с протаиванием и неравномерной осадкой грунтов. Апрель 2025 г., с.Аксарка. Приуральский район, ЯНАО.

В современных условиях активно обсуждаются глобальные климатические тренды, среди которых особое место занимает потепление климата и его влияние на уровень мирового океана. Научные исследования показывают, что в результате таяния ледников и термического расширения водных масс происходит постепенное повышение уровня Мирового океана.

Согласно последним прогнозам, уже через тысячу лет этот показатель может увеличиться более чем на 5 метров, что окажет существенное влияние на прибрежные территории по всему миру.

Особую озабоченность вызывает ситуация в районе города Салехард, для которого были проведены расчеты, позволяющие составить прогноз изменения уровня земли на ближайшие столетия. По данным многолетних наблюдений и математических моделей, через 460 лет ожидается значительное изменение высотных отметок территории. При этом прогнозы демонстрируют два возможных сценария развития событий.

Оптимистичный прогноз (рис. 3) предполагает изменение уровня земли на **14** метров, что уже представляет собой серьёзную угрозу для существующей инфраструктуры и требует принятия мер по адаптации.



Рисунок 3. Оптимистичная модель изменения отметок суши через 460 лет.

Однако пессимистичный сценарий (рис. 4) выглядит ещё более тревожно — в этом случае прогнозируется повышение уровня на **19** метров, что может привести к масштабным изменениям в природной среде и потребует кардинального пересмотра подходов к освоению территории.



Рисунок 4. Пессимистичная модель изменения отметок суши через 460 лет

Ключевым аспектом успешного освоения северных территорий становится адаптация к постоянно меняющимся условиям природной среды. Это требует разработки новых подходов к проектированию, строительства и эксплуатации объектов, учитывающих не только текущие, но и прогнозируемые изменения мерзлотных условий.

Особое внимание следует уделить развитию технологий мониторинга и прогнозирования, включая:

1. Создание систем постоянного наблюдения за состоянием грунтов.
2. Разработку математических моделей поведения мёрзлых пород.
3. Внедрение современных методов диагностики деформаций.
4. Применение цифровых технологий для анализа данных.

Проведенное исследование наглядно демонстрирует критичность ситуации, складывающейся на территории Нижнеобской низменности и полуострова Ямал в условиях глобального потепления климата. Существенное повышение температуры грунтов, деградация многолетнемёрзлых пород и прогнозируемое изменение уровня земли представляют серьезную угрозу для существующей инфраструктуры и требуют незамедлительных мер по адаптации к новым условиям.

В заключение следует подчеркнуть, что только комплексный подход, учитывающий геологические, климатические и социально-экономические факторы, может обеспечить безопасное и эффективное освоение территории в изменяющихся условиях.

#### **Список литературы**

1. Брушков А.В., Алексеев А.Г., Дроздов Д.С., Дубровин В.А. и др. Мониторинг вечной мерзлоты. Москва, Академический проект, 2024, 463 с.
2. В.П. Мельников, Н.С. Молокитина, Я.Б. Горелик, И.В. Земеров, А.Х. Хабитов, М.Н. Железняк, Р.В. Чжан, А.Д. Набережный, П.С. Заболотник, А.А. Чжан, А.А. Башкова, А.Н. Шеин. Обеспечение надежности инженерных сооружений в Арктике при современных климатических изменениях / Сборник докладов конференции «Устойчивость природных и технических систем криолитозоны в условиях изменения климата», Якутск, 2023. С. 126-129.
3. Мониторинг вечной мерзлоты. М.: Академический проект, 2024. 468 с.
4. Порхаев Г.В. Тепловое взаимодействие зданий и сооружений с вечномерзлыми грунтами, М: Изд-во «Наука», 1970 г.

## **5. СОВРЕМЕННЫЕ ТЕХНОЛОГИИ ПРИ ПОИСКАХ, ОЦЕНКЕ, РАЗВЕДКЕ И РАЗРАБОТКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**

### **ТЕХНОГЕННОЕ СЫРЬЕ ИЗ ОТВАЛОВ И ХВОСТОХРАНИЛИЩ ГОРНО-ОБОГАТИТЕЛЬНЫХ КОМБИНАТОВ ЮЖНОГО УРАЛА**

*Р.А. Гильмутдинова<sup>1</sup>, С.В. Мичурин<sup>2</sup>*

*<sup>1</sup>Уфимский университет науки и технологий, Уфа*

*<sup>2</sup>Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа*

*e-mail: rimta76@inbox.ru*

Вопросы ресурсосбережения и энергосбережения в настоящее время выходят на первый план. Идеология безграничного технического прогресса уступает место концепции устойчивого развития, учитывающей интересы не только нынешнего, но и будущих поколений. Одно из направлений реализации этой концепции – использование (переработка) отходов производства и потребления, накапливающихся в отвалах и на полигонах и представляющих собой техногенное сырье.

Проблема образования, накопления, хранения и утилизации отходов является для России крайне острой и затрагивает практически все ее регионы [Мустафин, 2024]. К настоящему времени количество неутраченных отходов по стране оценивается приблизительно в 82 млрд тонн. При этом, если в Европе перерабатывается более 50% отходов, то в России средний уровень вторичного использования промышленных отходов составляет 35%. Скорость прироста образования отходов ежегодно увеличивается, и за последние несколько лет составила 15–16%. Основными источниками отходов по-прежнему остаются предприятия топливно-энергетического комплекса, горнорудной, лесной и других промышленности. Из огромного количества минерального сырья, извлекаемого из природной среды для целей производства, в конечный продукт превращается лишь 1.5–2.0%. Основная же его масса переходит в промышленные отходы. Так, во многих регионах страны накоплены огромные запасы шахтных пород, золошлаковых смесей, отходов горнорудной, угледобывающей и металлургической отраслей [Макаров, 2000; Мустафин, 2024].

Ранее нами приводился анализ химического состава и содержания полезных компонентов в отвалах и хвостохранилищах некоторых горно-обогачительных комбинатов (ГОКов) Южного Урала, а также в золошлаковых смесях Сибайского медеплавильного завода [Гильмутдинова и др., 2017; Michurin et al., 2025]. В настоящем сообщении целью является показать остроту проблемы ресурсосбережения для южноуральского региона.

Значительные запасы меди – почти 20 млн т – заключены в многочисленных месторождениях Южного и Среднего Урала, большая часть которых относится к медно-колчеданному типу. За последние 50 лет в добываемых из них руд содержание ценных металлов значительно снизилось: Cu в 2.6, Zn в 3.1 раза. В настоящее время содержание меди в добываемых рудах колеблется на уровне 1.5–1.8 мас. %, цинка – 0.5–0.7 мас. % [Пешков, 2014]. Вместе с тем доля труднообогатимых руд возросла с 15 до 40% общей массы перерабатываемого сырья, и эта картина является типичной для горнодобывающих предприятий, осуществляющих разработку месторождений многокомпонентных руд.

При этом в Уральском регионе широко распространены техногенные месторождения, представляющие собой отходы горного, обогачительного, металлургического и других производств и пригодные по количеству и качеству для промышленного использования [Макаров, 2000]. Например, пиритные концентраты и огарки представляют собой ценные

виды техногенных минерально-химических ресурсов, складываемых горно-обогатительными комбинатами при обогащении сульфидного медно- и свинцово-цинкового сырья. Оба вида ресурсов обогащены железом и серой, цветными (Cu, Zn, Pb, Co, Sb и др.), благородными (Au, Ag) и рассеянными редкими металлами (Se, Te, Bi, Cd, Tl и др.). Меднорудными ГОКами Урала в хвостах обогащения уже накоплено 50 млн тонн пирита [Вдовина и др., 2014]. При этом содержание пирита в рудах – 60–80%, в хвостах – 90–95%. Пиритные огарки как отходы бывших сернокислотных производств в настоящее время сосредоточены в 4-х наиболее крупных хранилищах объемом более 1 млн т каждое: ОАО «Аммофос» (Череповец) – 12 млн т, Мелеузский завод минеральных удобрений – 2.5 млн т, разведанное Кировоградское месторождение – 7 млн т, ОАО «ППГХО» (Краснокаменск) – 4.5 млн т, то есть в сумме – 26 млн т. Потребителем пиритных огарков в настоящее время является только цементная промышленность, где железо пирита используется для формирования вяжущего алюмоферрита кальция. Задача использования пиритного сырья в качестве комплексного источника металлопродукции поставлена с конца 30-х годов прошлого столетия. Согласно исследованиям [Заболоцкий, 2013; Вдовина и др., 2014], пиритные огарки содержат 1.1–2.1 г/т Au, 20–30 г/т Ag, 0.3–0.4% Cu, 0.7–1.0 мас. % Zn и 40–50 мас.% Fe, а с их поставками на цементные заводы ежегодно утрачивается 0.5 т золота. В частности, за 50 лет на Новороссийские цементные заводы в составе пиритных огарков отправлено до 10 т Au [Заболоцкий, 2013]. В целом по данным [Чантурия и др., 2009] потери Au при обогащении колчеданных руд России составляют 50–60%, при этом значительная часть потерь приходится на пирит, содержащий Au.

В последнее время все больше стало появляться исследований, в которых предлагаются конкретные методики извлечения Cu, Au и других металлов из техногенных руд. Рассматриваются процессы их обогащения с комбинированием физико-химических способов (флотация, электрохимия и т.д.) и химико-металлургических методов (пиро- и гидрометаллургия, автоклавное выщелачивание, биологическое окисление), комплексной переработки отходов медно-колчеданных руд, в том числе эффективные методики извлечения золота из пиритовых концентратов [Чантурия и др., 2009; Пешков, 2014; Ратникова, Панкратьев, 2019]. По мере совершенствования технологий обогащения, отходы ГОКов могут подвергаться вторичной переработке с выделением полезных рудных элементов, а оставшаяся порода может использоваться для производства строительных материалов либо возвращаться в места добычи руды.

Отходы горно-обогатительных предприятий (т.н. «хвосты») содержат в меньших концентрациях те же полезные элементы, что и исходная руда. В проанализированных нами образцах отвалов и хвостохранилищ Гайского, Бурибаевского, Учалинского и Сибайского ГОКов установлено содержание Cu на уровне 0.05–0.17 мас. %, Zn – 0.05–0.37 мас. % [Гильмутдинова и др., 2017; Michurin et al., 2025]. Расчетное по  $S_{\text{общ}}$  содержание в них пирита составляет 4–40%. Следует отметить в полученных данных значительную дисперсию в содержаниях основных породообразующих элементов, что отражает минералогическую неоднородность состава отвалов и хвостохранилищ, отмечаемую ранее [Пешков, 2014]. В Сибайских отвалах, судя по соотношению содержаний Fe,  $S_{\text{общ}}$  и ППП (потери при прокаливании), в значительной мере присутствуют водные сульфаты, образованные, вероятно, при гипергенном изменении исходных пород. Обращает на себя внимание некоторое увеличение при этом содержаний Cu и Zn, для извлечения которых необходимы уже другие схемы по сравнению с таковыми для первичных слабо измененных отвалов.

Наибольшие содержания цинка (0.30–0.37 мас. %), установленные нами в отвалах и хвостохранилищах Учалинского ГОКа сравнимы с таковыми в добываемых рудах. Например, как отмечено выше, на сегодняшний день доля цинка в них составляет 0.5–0.7 мас. % [Пешков, 2014]. Кроме того, следует отметить, что в пиритном концентрате, выделенного из образцов отвалов и хвостохранилищ Гайского ГОКа, нами также установлены содержания золота на уровне 0.8–1.2 г/т (атомно-абсорбционный анализ) [Гильмутдинова и др., 2017]. Это хорошо

согласуется с проведенными ранее исследованиями. Как установлено в работах Е.Л. Чантурия [Чантурия и др., 2009 и др.], в руде Гайского месторождения присутствуют различные генерации пирита, отличающиеся габитусом и разным содержанием золота от <0.5 до более 9 г/т и других примесей.

Полученные нами результаты согласуются с литературными данными, по которым в хвостах обогатительных фабрик Урала содержится (в мас. %) 0.3–0.4 Zn, 0.2–0.3 Cu, 20–35 S, более 35 Fe [Макаров, 2000]. Количество образующихся хвостов в результате обогатительного производства ежегодно составляет 5–7 млн т. Суммарная ценность металлов, накопленных в горнопромышленных отходах России и извлекаемых технологически, по оценкам специалистов, в 4 раза превышает стоимость известных запасов их в недрах, которые пока не используются. По общим запасам хвостохранилища уральских предприятий существенно превосходят многие месторождения [Мустафин, 2024].

В качестве техногенного сырья, из которого могут быть получены в промышленных масштабах полезные продукты, могут рассматриваться следующие виды промышленных и бытовых отходов: отходы добычи и сжигания углей – шахтные отвалы и золошлаковые отходы; отходы горно-обогатительных предприятий; металлургические шлаки; нефтесодержащие отходы и буровые шламы; попутный нефтяной газ; промывные и сточные воды предприятий; твердые бытовые отходы городов и агломераций. Так, в составе металлургических шлаков старого Сибайского медеплавильного завода нами установлены повышенные концентрации Cu на уровне 0.14–0.18 мас. % и очень высокие «рудные» содержания Zn, составляющие 1.9–2.3 мас. %.

Таким образом, проведенное изучение показывает, что отвалы и хвостохранилища меднорудных ГОКов и шлаки старых медеплавильных заводов Южного Урала содержат повышенные концентрации Au, Cu и Zn. Содержания последнего металла сравнимы с его процентным содержанием в добываемых в настоящее время рудах. Переработка старых отходов горно-рудных комбинатов приобретает дополнительную актуальность в связи с очевидной необходимостью снижения издержек производства, обусловленных залеганием сегодня эксплуатируемых руд Cu, Zn на глубинах до 1–1.5 км. При этом должна учитываться ведущая роль не только Au в извлекаемой ценности пирита как минерально-химического сырья, но и содержащихся в нем наиболее ценных рассеянных редких металлов.

### Список литературы

1. Вдовина О.К., Лаврусевич А.А., Мелентьев Г.Б., Ефграфова И.М., Наумов К.А. Химический состав фракций обломочного материала горнопородных отвалов и хвостохранилищ как основа оценки геоэкологической опасности районов деятельности горнорудных предприятий // Вестник МГСУ, 2014. №2. С. 152-161.
2. Гильмутдинова Р.А., Мичурин С.В., Ковтуненко С.В., Елизарьева Е.Н. К вопросу об использовании и переработке отходов горно-обогатительных комбинатов Южного Урала // Успехи современного естествознания, 2017. №2. С. 68-73.
3. Заболоцкий А.И. Практика и перспектива извлечения металлов из отходов сернокислотных производств — пиритных огарков // Проблемы рационального использования отходов горнодобывающих производств: материалы Всерос. конф. (Москва, 25–26 апреля 2013 г.). Москва, 2013. С. 424–426.
4. Макаров А.Б. Техногенные месторождения минерального сырья // Сорский образовательный журнал, 2000. Т. 6. №8. С. 76-80.
5. Мустафин С.К. Техногенное минеральное сырье: природа образования, состояние изученности и перспективы освоения / Минералы и минералообразование в природных и техногенных процессах. Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием (Уфа, 24–27 сентября 2024 г) [Электронный ресурс]. – Москва: Издательство «Перо», 2024. С. 83-90.

6. Пешков А.М. Обоснование требований к качеству руд и техногенного сырья при комплексном освоении медно-колчеданных месторождений Урала: Автореф. дис. канд. техн. наук. Москва, 2014. 20 с.

7. Ратникова Н.С., Панкратьев П.В. Повышение эффективности извлечения золота и серебра из пиритовых концентратов методом СВЧ-технологий // Вестник Магнитогорского государственного технического университета им. Г.И. Носова, 2019. Т. 17. №4. С. 4-9.

8. Чантурия Е.Л., Вишкова А.А., Лапшина Г.А., Амплиева Е.Е. К вопросу о взаимосвязи электрохимических и флотационных свойств пирита золотосодержащих колчеданных руд с его составом и внутренней структурой // Горный информационно-аналитический бюллетень, 2009. Т. 14. №12. С. 215-228.

9. Michurin S.V., Kazbulatova G.M., Elizareva E.N., Gilmudtinova R.A. Mining Waste in the Southern Urals as a Source of Minerals // The Open Chemical Engineering Journal, 2025. V. 19: e18741231367503. <http://dx.doi.org/10.2174/0118741231367503250304065802>

## **ПОДХОД К МОДЕЛИРОВАНИЮ И ВЕРОЯТНОСТНОЙ ОЦЕНКЕ ОБЪЕМА КОЛЛЕКТОРА ПРИБРЕЖНО-МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА УЧАСТКАХ С ОГРАНИЧЕННОЙ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТЬЮ (НА ПРИМЕРЕ СРЕДНЕУРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И ФРАНКО-ФАМЕНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОЛГО-УРАЛА)**

***И.А. Переплеткин<sup>1,2</sup>***

*<sup>1</sup>Группа компаний «Газпром Нефть», г. Санкт-Петербург*

*<sup>2</sup>РГУ (НИУ) нефти и газа им. И.М. Губкина, г.Москва*

*e-mail: ivan\_perepletkin@mail.ru*

В последние годы в процессе геологоразведочных работ (ГРП) на нефть и газ фокус смещается в сторону уточнения геологического строения и ресурсного потенциала сложнопостроенных резервуаров континентального генезиса [Алехин и др., 2024]. Данный тип отложений зачастую является драйвером ресурсного потенциала на многих старых провинциях, где большая часть ловушек структурного типа уже разбурено за последние несколько десятилетий [Алехин и др., 2024; Переплеткин и др., 2024].

Концептуальные особенности осадконакопления русловых отложений тюменской свиты влекут за собой не только риски при прогнозировании коллектора и оценке ресурсного потенциала, но и при подборе параметров разработки. Это связано со сложностью прогноза фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) коллекторов, низкой продуктивностью, высоким риском отсутствия связи между добывающими и нагнетательными скважинами, неполным вовлечением запасов в разработку и, как следствие, высокой вероятностью получения нерентабельных значений накопленной добычи на скважину [Переплеткин и др., 2024]. Ввиду крайне высокой литологической изменчивости, уплотнение сетки скважин практически не снимает большинство геологических рисков. Следовательно, наиболее эффективный инструмент для прогноза свойств и перспектив — это динамическая интерпретация данных площадной 3D- сейсморазведки, по результатам которой появляется возможность геометризации и прогноза свойств русловых отложений [Алехин и др., 2024].

В настоящей работе предлагается методика оценки эффективных толщин коллекторов, основанная на комплексном анализе геолого-геофизических данных с акцентом на анализ пространственного положения тел на седиментационных слайсах, с учетом концептуального строения русловых систем. Методика включает в себя 5 основных этапов (рис. 1).

1. Выделение объектов на серии седиментационных слайсов и слайсов спектральной декомпозиции.

2. Построение дискретной карты, показывающей количество слайсов, на которых визуализируются объекты, выделенные в пределах пласта.

3. Суммирование созданных карт по всем объектам в пределах определенного пласта в карту «объекто-слайсов».

4. Построение карты тренда путем нормирования карты «объекто-слайсов» на значения распределения коэффициента песчанистости согласно имеющемуся фациальному районированию.

5. Построение карты эффективных толщин с использованием тренда.

На первом этапе происходит систематизация выделенных объектов по количеству прослеживаемых слайсов в пределах пласта (или нескольких пластов в отдельных случаях). По сейсмической картине выделяются полигоны палеоканалов и лопастей фэн-дельт. На рис. 1 (пункт 1) показан пример выделения соответствующих седиментологических элементов в пределах франско-фаменских отложений дельтового генезиса Волго-Уральской провинции.

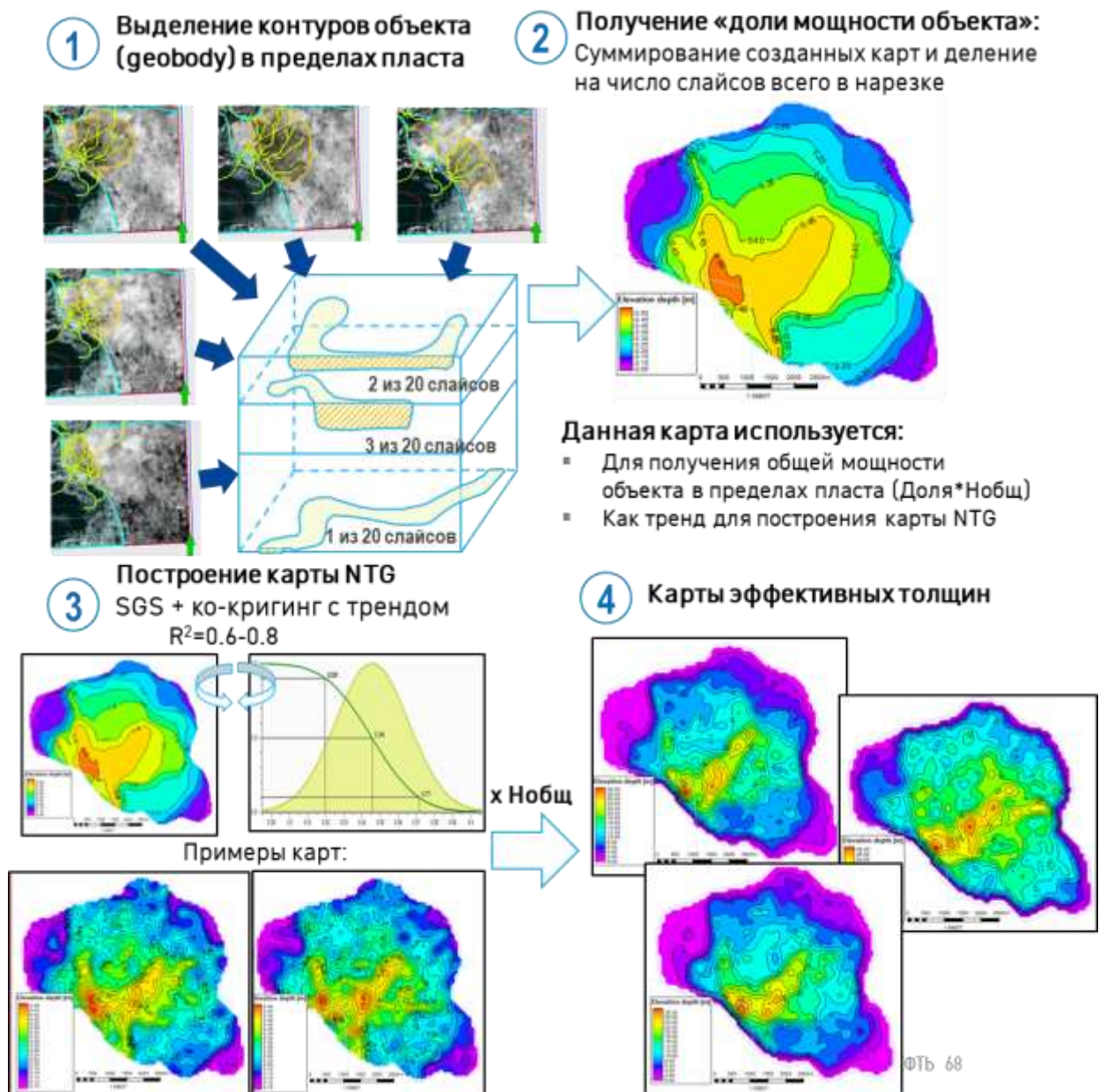


Рисунок 1. Методика прогноза карт эффективных толщин

На каждый слайс, где прослеживается объект, генерируется карта со значением «1» в границе снятого полигона. Получив на первом этапе для каждой системы объектов и для каждого слайса карты со значением «1», далее эти карты суммируются между собой. Данная карта отражает проекцию количества объектов, выделенных в пределах пласта на всех слайсах. Математически карта представляет долю мощности песчаного тела коллектора в объеме пласта (рис. 1, пункт 2). Данная карта служит в качестве тренда для построения карт NTG (рис. 1, пункт 3). Значения распределены по нормальному закону со средним выбранным случайно из принятого распределения NTG по аналогам (распределение по залежам). Скорректированная карта NTG являлась основой при построении карты эффективных толщин (рис. 1, пункт 4) путем перемножения её с картой общих толщин пласта.

По результатам работы проведен многовариантный расчет карт эффективных толщин в соответствии с разработанной методикой учета дифференциации русловых тел по разрезу с привлечением параметра «объекто-слайсов». Дополнительно проведено сравнение полученных результатов с оценкой эффективных толщин русел по морфометрическому анализу (эмпирические зависимости приведены в работе [Федоров и др., 1985]), где отмечается высокое схождение прогнозных значений по двум разным методикам (рис. 2).

Оцененные морфометрические характеристики: коэффициент извилистости: 1,38, ширина пояса меандрирования — 3500 м. Мощность русловых отложений по формуле составляет приблизительно 13,6 м. По результатам расчетов авторской методики, эффективная мощность в пределах данного объекта в варианте P50 оценена в 13,8 м. Полученное значение совпадает со значением, рассчитанным по результатам морфометрического анализа.

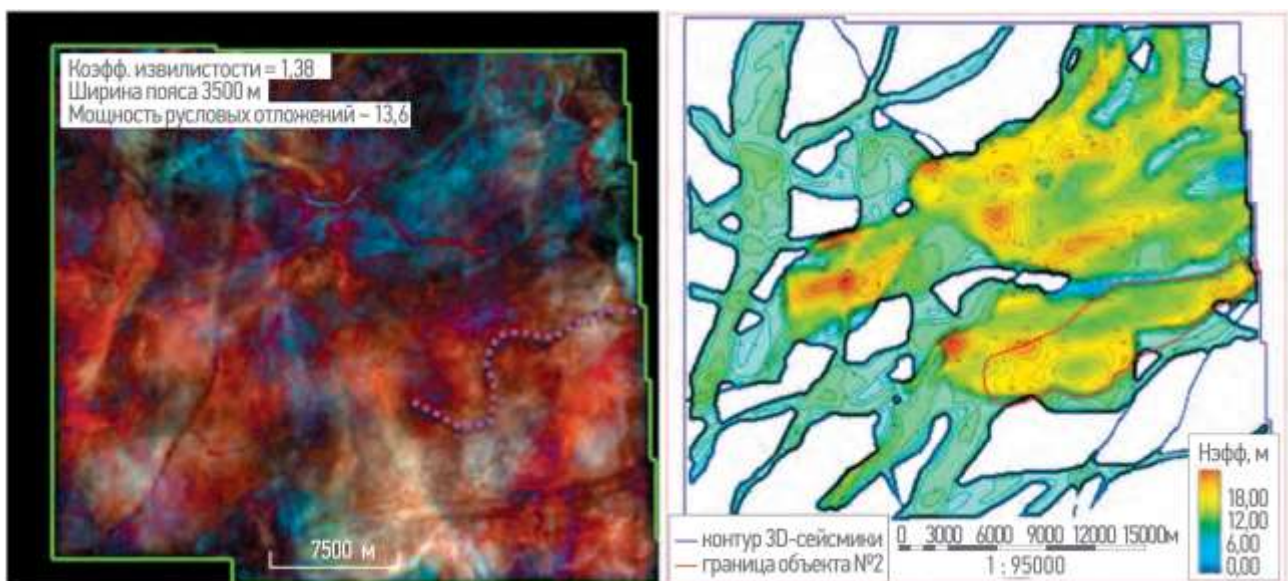


Рисунок 2. Сравнение значений эффективных толщин, полученных по результатам морфометрического анализа (слева) и карты нефтегазонасыщенных толщин (справа).

Средняя юра, Западная Сибирь

Таким образом, можно сделать вывод, что учет фациального районирования с привлечением детального анализа седиментационных слайсов в процессе оценки позволяет получить корректный прогноз суммарного эффективного объема коллекторов в пределах каждого объекта и более точно планировать потенциальные зоны под поисково-оценочное бурение при формировании программы ГРП на участке.

### **Список литературы**

1. Алехин И.И., Мещерякова А.С., Переpletкин И.А., Орешкова М.Ю., Тельнова К.С. Особенности подхода к вероятностной оценке ресурсного потенциала поясов руслоформирования на севере Тазовского полуострова. *ПРОНЕФТЬ. Профессионально о нефти*. 2024; 9(4): С. 15-29.
2. Алехин И.И., Переpletкин И.А., Мещерякова А.С., Савченко П.Д., Музраева Б.Ю., Мингазова Д.И., Викторова Е.М., Толмачев Е.О. Разработка интегрированного технического подхода к вероятностной оценке ресурсной базы и учету геологических рисков для ачимовских отложений при низкой степени изученности. *ПРОНЕФТЬ. Профессионально о нефти*. 2024; 9(3). С. 6-16.
3. Ольнева Т.В. и др. Диагностика морфогенетических типов палеоканалов на основе параметризации сейсмообразов. *Геофизика*. 2022. Вып. 2. С. 17-25
4. Переpletкин И.А., Алехин И.И., Викторова Е.М., Мингазова Д.И., Забоева А.А., Музраева Б.Ю., Мещерякова А.С. Лучшие практики вероятностной оценки ресурсной базы неструктурных ловушек в зависимости от степени геологической изученности (на примере ачимовской толщи) // *Геомодель 2024. Сборник материалов 26-й конференции по вопросам геологоразведки и разработки месторождений нефти и газа*. Москва. 2024. С. 22-26.
5. Переpletкин И.А., Алехин И.И., Викторова Е.М. Универсальные методики многовариантных расчетов неструктурных ловушек с учетом сложного геологического строения. Актуальные проблемы нефти и газа. Сборник трудов VII Всероссийской молодежной научной конференции. Москва. 2024. С. 155-159.

## **ПОДВОДНЫЕ ОТМЕЛИ МЕЛКОВОДНОГО РАМПА – СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ НА ПРИМЕРЕ ОБЪЕКТА СРЕДНЕГО КАРБОНА РЕСПУБЛИКИ БАШКОРТОСТАН**

*Т.Р. Тимерханов<sup>1</sup>, А.С. Душин<sup>2</sup>, А.Г. Малов<sup>1</sup>*

*<sup>1</sup>ООО «РН-БашНИПИнефть» (ОГ ПАО НК «Роснефть»), Уфа, Россия*

*<sup>2</sup>ФГБОУ ВО «Уфимский государственный нефтяной технический университет», Уфа,  
Россия*

*e-mail: adushin.87@gmail.com; TR\_Timerhanov@bnipi.rosneft.ru*

Формирование отложений в условиях отмелей мелководного шельфа при всем своем многообразии и сложности процессов, достаточно четко подчиняются строгим законам седиментогенеза – эвстатическим колебаниям уровня моря и принципам карбонатной седиментации в фотической зоне и достаточно подробно описаны в литературе. При этом зачастую для таких объектов невыясненным остается вопрос прогноза коллекторских свойств с учетом различных геологических факторов. Цель данной работы – поиск седиментационных и диагенетических критериев, которые определяют коллекторские свойства таких объектов.

Изучаемым объектом являются отложения каширского горизонта среднего карбона северо-западной части Республики Башкортостан. Отложения представлены чередованием доломитов и известняков часто доломитизированных. Коллектора представлены различными сочетаниями трещинного, кавернового и порового типа, с преобладанием последнего.

Отложения формировались в условиях мелководной части карбонатного рампа [Алиев и др., 1975; Юнусов, 1971; Сюндюков, 1975], что повлияло на наличие высокочастотной цикличности (до 3-5 метров) вызванной изменениями уровня моря, наличие субаэральных условий, метеорного диагенеза и активного влияния доломитизации и выщелачивания [Eichenseer et al., 1999]. К объектам-аналогам можно отнести верхнеюрские отложения формации Smackover побережья Техаса и Луизианы, а из современных объектов - остров Ви

Tinah (ОАЭ), входящий в цепочку островов южной части Персидского залива [Dalrymple, Rivers, 2023; Purser, 1973; Schlager 2007].

Концептуальная седиментационная модель отложений, представляет собой серию палеоостровов/подводных отмелей, расположенных на мелководном шельфе. При этом на стороне, обращенной в сторону бассейна, формируются более зернистые отложения, что способствует здесь развитию улучшенных коллекторов.

Модель вторичных преобразований можно разделить на 4 этапа: ранний трансгрессивный системный тракт (TST), характеризующийся активным проявлением метеорного диагенеза; поздний трансгрессивный системный тракт (TST) с уменьшением активности диагенеза и цементации; тракт верхнего стояния (HST), где тяжелые рассолы отбрасываются вниз из прибрежных солончаков и доломитизируют подстилающие прибрежные отложения; тракт низкого стояния (LST), с характерной активной доломитизацией [Eichenseer et al., 1999, Moore, 2001; Dalrymple, Rivers, 2023]. Вторичные изменения особенно активно проявлены на поздних стадиях формирования каждого циклита (HST и LST) – в виде доломитизации и выщелачивания.

Седиментологическая модель изучаемого объекта отнесена к карбонатному рампу аридного климата. Формирование изучаемых мелководных отложений подчинялось двум основным факторам – колебаниям уровня моря, а также наличию более высокой гидродинамики на карбонатных отмелях – со стороны глубоководного бассейна. Вторичные изменения, затронувшие отложения также привели к дифференциации пустотного пространства – зернистые отложения здесь – выщелочены за счет метеорного диагенеза, а мелководные иловые отложения центральных частей отмелей –ухудшены вторичной сульфатизацией и глинизацией.

### **Список литературы**

1. Алиев М.М., Виссарионова А.Я., Кузнецов Ю.И., Семенова Е.Г., Съестнова Л.П., Травина Л.М., Хачатрян Р.О., Шельнова А.К., Яриков Г.М. Каменноугольные отложения Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. Москва: Недра. 1975. 261 с.
2. Юнусов М.А. Геологическое строение верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений западной Башкирии в связи с их нефтеносностью, - Дис. ... канд. Геол.-минер.наук: : БашНИПИнефть, - Уфа., 1971. 192 с.
3. Сюдюков А.З. Литология, фации и нефтегазоносность карбонатных отложений Западной Башкирии (верхний девон, карбон, нижняя пермь), М. “Наука”. 1975. 176 с.
4. Eichenseer, H. T., E R. Walgenwitz, and P. J. Biondi, 1999, Stratigraphic control on facies and diagenesis of dolomitized sequences (Pinda Group, Albian, offshore Angola): AAPG. V. 83. P. 1729-1758.
5. Moore C.H., Carbonate reservoirs, porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework, 2001// Development in sedimentology. 2001. № 11. Vol. 67. 444 p.
6. Dalrymple Robert W., Rivers John M. A new look at modern carbonate shoals and coastal barrier systems // Earth-Science Reviews. 2023. № 11. Vol 246 <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2023.104553>
7. Purser, B. H., ED. The Persian Gulf. Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea: New York, Springer-Verlag, 1973. 471 p.
8. Schlager W. CARBONATE SEDIMENTOLOGY AND SEQUENCE STRATIGRAPHY, SEPM Society for Sedimentary Geology - Tulsa, Oklahoma. 2007. 200 p. <https://doi.org/10.2110/csp.05.08>

## ТИПОМОРФНЫЕ ПРИЗНАКИ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА КАК ОСНОВА СОЗДАНИЯ БАЗЫ ДАННЫХ ДЛЯ КОМПЬЮТЕРНОГО ЗРЕНИЯ

А.В. Чумаков<sup>1</sup>, О.В. Аликин<sup>2</sup>, Г.В. Богданов<sup>2</sup>, В.Н. Рудашевский<sup>2</sup>, А.Е. Егоров<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ООО «ЛИМС Инжиниринг», Санкт-Петербург  
e-mail: chumakov@lims-lab.com

<sup>2</sup>ООО «ЦНТ Инструментс», Санкт-Петербург  
e-mail: o.v.alikin@yandex.ru

Современные технологии компьютерного зрения, искусственного интеллекта (ИИ) и машинного обучения (ML, machine learning) нейронных сетей находят все более широкое применение в различных отраслях науки и промышленности. В геологии традиционные методы анализа минерального сырья могут быть значительно усовершенствованы с использованием новейших разработок в этих областях, в этом случае, нейронные сети стали ключевым инструментом анализа изображений, включая задачи в геологических и минералогических исследованиях [Chow et al., 2022; Maitre et al., 2019].

Инструменты машинного обучения и компьютерного зрения находят всё большее применение в геологических дисциплинах: от геммологии [Chow et al., 2022], классификации горных пород и минералов [Patel et al., 2016], анализа геологических карт [Ran et al., 2019], до работы с большими геохимическими базами данных [Abedini et al., 2023; Eldosouky et al., 2023]. Актуальность применения ИИ в геологии обусловлена необходимостью совершенствования минералого-технологических методов исследования и увеличения эффективности работ по расширению минерально-сырьевой базы Российской Федерации. Современные цифровые подходы позволяют использовать данные по химическому и физико-механическому составу руд, хранящиеся в открытых источниках, для построения систем искусственного интеллекта, использующих алгоритмы анализа Big Data и нейросетевые модели. Особое внимание уделяется разработке нейронных сетей для идентификации минералов, в частности, самородного золота — объекта с ярко выраженными типоморфными признаками (форма кристаллов, текстура, цвет), критически важными для его точного распознавания [Коршунов и др., 2020; Аликин и др., 2024]. Использование нейросетей позволяет повысить точность и скорость диагностики по спектральной сигнатуре минералов, что важно при изучении бедных руд и повышении достоверности геологоразведочных данных.

База данных включает изображения цифровых микрофотографий с различными разрешениями (1920×1080 и 4912×3684), классифицированные по месторождениям (рис. 1).



Рисунок 1. Систематизация информации о золоте для создания базы данных

Условные обозначения: а – пример перечня подкаталогов для самородного золота из месторождений, б – структура каталогов БД.

Для решения задач компьютерного зрения применены алгоритмы на основе свёрточных нейронных сетей, в частности архитектура YOLO ("You Only Look Once"), обеспечивающая обработку изображений в реальном времени [Cong et al., 2022]. Разметка изображений самородного золота осуществлялась в программной среде LabelIMG с сохранением координат объектов (рис. 2).



Рисунок 2. Аннотирование частиц золота на изображении в программе LabelIMG: а – исходное изображение, б – процесс аннотации.

Обучение модели производилось на размеченной выборке и валидировалось на эталонной коллекции, не включённой в обучающий датасет. По результатам матрицы ошибок (рис. 3) достигнуты следующие метрики: точность (Precision) — 96.0 %, полнота (Recall) — 51.8 %, общая меткость (Accuracy) — 50.7 %. Основной проблемой остаётся недостаточное выявление мелких и слабо контрастных частиц, что требует увеличения объема тренировочных данных.

Модель правильно определила объект, не принадлежащий к золоту	<b>TN=0</b>	<b>FP=9</b>	Модель определила золото там, где его нет
Модель пропустила объект, который является золотом	<b>FN=203</b>	<b>TP=218</b>	Модель правильно определила объект, принадлежащий к золоту

Рисунок 3. Матрица ошибок для моноклассовой модели (Gold1)

Программный комплекс **MinEye** [ООО «ЦНТ Инструментс», Богданов и др., 2024] разработан с применением Python, OpenCV и PyTorch, с интерфейсом на PyQt. Камера откалибрована с использованием эталонного объекта, а размер зёрен определяется по бинарным маскам объектов. Постобработка результатов позволяет автоматически

рассчитывать площадь минеральных частиц в реальных единицах, а также визуализировать результаты для пользователя.

Для решения задачи детектирования золота применена архитектура YOLO, демонстрирующая высокую точность (96 %) при недостаточной полноте (51.8 %), что обусловлено трудностями распознавания мелких и слабоконтрастных частиц. Основным ограничением является малое количество размеченных изображений, особенно содержащих мелкие золотые зёрна, что сказывается на полноте детектирования. Создан специализированный программный комплекс MinEye для анализа микрофотографий, обеспечивающий автоматическую оценку размеров частиц и визуализацию результатов, с использованием современных библиотек Python (OpenCV, PyTorch, PyQt).

### **Список литературы**

1. Аликин О.В., Чумаков А.В., Богданов Г.В., Егоров А.Е., Рудашевский В.Н., Бойков А.С. Использование искусственного интеллекта для минералогических исследований акцессорных минералов благородных металлов // Минералогические исследования в интересах развития минерально-сырьевого комплекса России и создания современных технологий: материалы Годичного собрания РМО. Апатиты: ФИЦ КНЦ РАН.2024. С. 234-236.
2. Коршунов Д.М., Хвостиков А.В., Кочкарёв А.В., Богуславский М.А., Крылов А.С. Использование алгоритмов глубокого обучения для сегментации и анализа минералов на изображениях аншлифов // Новое в познании процессов рудообразования: сб. тр. IX науч.-практич. шк. Москва: ИГЕМ РАН. 2020. С. 66-68.
3. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ RU 2024669887 MinEye / Г.В. Богданов, О.В. Аликин, А.Е. Егоров, А.В. Чумаков, А.С. Бойков (RU); правообладатель Богданов Г.В., Аликин О.В., Егоров А.Е., Чумаков А.В., Бойков А.С. - № 2024669887; заявл. 09.08.2024; опубл. 22.08.2024, Бюл. №9.
4. Abedini M., Ziaii M., Timkin T., Pour A.B. Big Data analytics for mining geochemistry of gold mineralization: The Gandy Gold Deposit, the Toroud-Chah Shirin (TCS) belt, north Iran // Ore Geol. Rev. 2023. V. 161. 105653.
5. Cong S., Zhou Y. A review of convolutional neural network architectures and their optimizations. Artificial Intelligence Review. 2022. Vol. 56. P. 1905-1969.
6. Chow B.H.Y., Reyes-Aldasoro C. Automatic Gemstone Classification Using Computer Vision // Minerals. 2022. V. 12. № 1. 60.
7. Eldosouky A.M., Pour A.B., Pham L.T., Pradhan B. The use of geosciences for exploring and predicting natural resources. Frontiers in Earth Science. 2023. P. 277.
8. Maitre J., Bouchard K., Bedard L.P. Mineral grains recognition using computer vision and machine learning // Computer & Geosciences. 2019. V. 130. P. 84-93.
9. Patel A.K., Chatterjee S. Computer vision-based limestone rock-type classification using probabilistic neural network // Geoscience Frontiers. 2016. V. 7. Iss.1. P. 53-60.
10. Ran X., Xue L., Zhang Y., Liu Z., Sand X., He J. Rock Classification from Field Image Patches Analyzed Using a Deep Convolutional Neural Network // Mathematics. 2019. Vol. 7. 755.

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

### **ТРАДИЦИОННЫЕ И ВОЗМОЖНЫЕ НЕТРАДИЦИОННЫЕ МЕТОДЫ ПОИСКА ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ С ПОМОЩЬЮ КОНОДОНТОВ**

***В.М. Назарова***

*Музей землеведения Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова,  
Москва*

*e-mail: VM516@yandex.ru*

Конодонты – это морские свободно плавающие животные, жившие в палеозое и триасе. В ископаемом состоянии от них обычно сохраняются фосфатные конодонтовые элементы, выполнявшие функцию зубов. Конодонты эволюционировали быстро, что способствует установлению по ним очень дробных стратиграфических подразделений, а поскольку они распространялись по всем морям, это позволяет коррелировать удалённые разрезы. Благодаря небольшому размеру конодонтовых элементов их можно выделить из небольшого объёма породы, в том числе из керна скважин. Все эти факторы сделали конодонтовый анализ удобным инструментом для установления возраста отложений. Зная возраст пород, можно понять соотношение геологических тел в земной коре, что необходимо для систематического поиска полезных ископаемых. Помимо возраста пород конодонтовые элементы предоставляют информацию о диагенетических изменениях, поскольку меняют цвет при нагревании. Таким образом индекс окраски конодонтовых элементов указывает на степень зрелости углеводородов. Кроме этого, конодонты несут информацию и об обстановках в палеобассейнах, так как разные рода и виды конодонтов обитали при определённых условиях (в основном это глубина и степень удалённости от берега). Все эти свойства конодонтов активно используются геологами для поиска полезных ископаемых (преимущественно нефти и газа) уже более полувека.

Недавние исследования показали, что конодонты могут быть использованы как индикаторы для поиска и некоторых других полезных ископаемых. Конодонтовые элементы состоят из гидроксилapatита, который вторично (даже посмертно) может накапливать в себе фтор и превращаться таким образом во фторапатит [Назарова, Зайцева, 2018]. В формуле фторапатита отношение количества фтора к фосфору равно 0,23. Если же при анализе вещества это значение оказывается больше, то это говорит об осаждении на апатите флюорита, причём, где-то недалеко находится источник фтора, поскольку он не переносится на большие расстояния водой. Так, например, в конодонтовых элементах мосоловского горизонта среднего девона Курской области фтор полностью отсутствует [Назарова, Гатовский, 2019]. Во франских конодонтовых элементах фтор есть, и отношение фтора к фосфору может возрастать до 0,46, что связано с развитием наземного вулканизма в регионе. В фаменских конодонтовых элементах отношение уменьшается в связи с затуханием вулканизма [Назарова, Зайцева, 2018]. В районе юго-западнее Пай-Хоя отношение фтора к фосфору во франских конодонтовых элементах возрастает до 0,63 [Назарова, Гатовский, 2019], поскольку этот район находится в непосредственной близости к Пайхойско-Новоземельской минерагенической провинции с её месторождениями флюорита. В приведённых примерах источники фтора уже известны. Но особенность накапливать фтор конодонтовыми элементами (и не только ими, а любыми апатит-содержащими фоссилиями [Назарова, Зайцева, 2018]) может быть учтена для поиска месторождений флюорита в будущем.

На ещё одно месторождение указали конодонты из франских отложений Южного Тимана. Здесь в основании саргаевского горизонта наблюдается значительное увеличение их разнообразия, что объясняется наступлением более благоприятных условий. Однако, среди этого разнообразия довольно много новых видов. Четыре новых вида рода *Icriodus* уже описано [Назарова, Соболева, 2024б; Соболева, Назарова, 2025], ещё несколько находятся в работе. Одним только появлением новых пищевых ресурсов сложно объяснить такой всплеск видообразования. Помимо этого, в образцах наблюдается около 3% экземпляров с патологиями [Назарова, Соболева, 2024а], которые указывают на какие-то генетические отклонения. Всё это говорит о каком-то факторе, который дестабилизировал генетический аппарат конодонтов и сделал его более пластичным. Этот фактор находится в непосредственной близости от местонахождения конодонтов – Ухтинское месторождения радия. Именно в начале саргаевского времени данная территория испытала дислокации с одновременной трансгрессией моря [Ферсман, 1940]. Морская вода попадала в трещины, уходящие в кристаллический фундамент, залегающий здесь неглубоко. Это способствовало вымыванию оттуда солей радия. В настоящее время в связи с развитием атомной энергетики нет необходимости искать месторождения радия. Но данный пример показывает, что фоссилии (и наверняка не только конодонты) могут быть чувствительны к источникам радиации, а значит, могут помогать их находить.

#### Список литературы

1. Назарова В.М., Гатовский Ю.А. «Конодонтовый жемчуг» из девонских отложений европейской части России // Вестник Моск. Ун-та. Серия 4. Геология. 2019. №6. С. 35-42.
2. Назарова В.М., Зайцева Л.В. Химический состав позднедевонских фосфатных микрофоссилий Восточно-Европейской платформы // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 2018. Т. 93. Вып. 2. С. 42-53.
3. Назарова В.М., Соболева М.А. Необычные конодонты рода *Icriodus* из устьерегской свиты Южного Тимана (франский ярус, верхний девон): патологии или новые виды? // ПАЛЕОСТРАТ-2024. Годи́чное собрание (научная конференция) секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества при РАН / Под ред. В. К. Голубева, В. М. Назаровой. ПИН РАН Москва: 2024а. С. 54-55.
4. Назарова В.М., Соболева М.А. *Icriodus multidentatus* sp. nov. и *I. quartadecimensis* sp. nov. – новые виды конодонтов из франского яруса Южного Тимана // Палеонтол. журн. 2024б. №3. С. 62-71.
5. Соболева М.А., Назарова В.М. Новые раннефранские конодонты *Icriodus aqua* sp. nov. и *I. lasrima* sp. nov. из устьерегской свиты Южного Тимана, Россия // Палеонтол. журн. 2025. №2. С. 71-80.
6. Ферсман А.Е. К минералогии Ухтинских радиевых месторождений // Известия АН СССР. Сер. Геологическая. 1940. Вып. 3. С. 38-47.



**ГЕОЛОГИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ И  
РЕСУРСНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ УРАЛА И  
СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ:  
Сборник статей XIII Всероссийской молодежной конференции,  
посвященной памяти члена-корреспондента РАН  
В.Н. Пучкова  
г. Уфа, 23-26 сентября, 2025 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 22.09.2025.  
Объем 3,5 Мбайт. Электрон. текстовые данные. Заказ 992.