

# Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий



Материалы IX Межрегиональной научно-практической конференции  
Уфа, 19–22 ноября, 2012 г.



Российская Академия Наук  
Уфимский Научный центр  
Институт геологии

Министерство Природных Ресурсов Российской Федерации  
Федеральное Агентство по недропользованию  
Управление по недропользованию по Республике Башкортостан

Академия наук Республики Башкортостан

# **Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий**

**Материалы IX Межрегиональной  
научно-практической конференции  
Уфа, 19–22 ноября, 2012 г.**

Уфа, 2012

УДК 55(470, 57)  
ББК 26.3(2Рос.Баш)  
Г35

Г35 **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. – 288 с.

ISBN 978-5-906165-09-1

Сборник содержит материалы IX Межрегиональной научно-практической конференции «Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий». В нем представлены новые данные по геологии, геохимии, геофизики, геодинамике, стратиграфии, палеонтологии, гидрогеологии и геоэкологии.

Большое внимание в сборнике уделено геологии, стратиграфии, минералогии, петрологии, геохимии, металлогении, перспективам поисков месторождений твердых полезных ископаемых, а также месторождений углеводородного сырья. Представлены материалы по гидрогеологии, геоэкологии и проблемам сейсмической безопасности.

Ответственный редактор чл.- кор. РАН В.Н. Пучков

УДК 55(470, 57)  
ББК 26.3(2Рос.Баш)

---

*Научное издание*

**ГЕОЛОГИЯ, ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ И ПРОБЛЕМЫ ГЕОЭКОЛОГИИ  
БАШКОРТОСТАНА, УРАЛА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ**

Материалы IX Межрегиональной научно-практической конференции  
Уфа, 19–22 ноября, 2012 г.

Подписано в печать 1.11.2010. Формат 60×84 1/8. Усл. печ. л. 33,48. Тираж 150. Заказ 323.

ООО «ДизайнПресс». 450077 г. Уфа, ул. К. Маркса, 37, корп. 3, оф. 205. Тел. (347)291-13-60  
Эл. почта: dizain\_press@mail.ru

Отпечатано в полном соответствии с представленным оригинал-макетом в ООО «ДизайнПресс»

ISBN 978-5-906165-09-1 © Коллектив авторов, 2012  
© Институт геологии Уфимского Научного центра РАН, 2012  
© Управление по недропользованию по Республике Башкортостан  
Федерального агентства по недропользованию МПР РФ, 2012  
© Академия наук Республики Башкортостан, 2012

# I. ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ, ГЕОМОРФОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

---

## МАНСУРОВСКАЯ ТОЛЩА: ЕЕ СТРОЕНИЕ И ПОЛОЖЕНИЕ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ РАЗРЕЗЕ ДЕВОНА

*И.С. Анисимов*

*ГУП «Башгеоцентр» РБ, г. Уфа*

Мансуровская толща обнажена к западу от д. Мансурово в западной части Учалинского рудного района на левобережье руч. Игиньелга, левом притоке р. Шартымка.

Сотрудниками института геологии УНЦ РАН В.М. Масловым и О.В. Артюшковой [2, 3, 4] эта толща, фаунистически не охарактеризованная, сопоставлена условно с нижнедевонской ильтибановской толщей, содержащей конодонты [3] и акритархи [5].

Согласно указанным исследователям, мансуровская толща сложена кремнисто-глинистыми сланцами, алевролитами, вулканогенными песчаниками, гравелитами. Интересной особенностью толщи, как они считают, является наличие в ее верхах обломков известняков и пироксен-плагиоклазовых порфиритов андезибазальтового состава, а в основной части толщи, в «...грубо-обломочных разностях состав обломков представлен преимущественно кремнисто-глинистыми сланцами из нижележащих слоев...» [2], что не соответствует материалам детального описания разреза выполненного нами (И.С. Анисимов, П.Н. Сопко, 1978 г.) с детальным описанием шлифов, особенно слоев этой толщи обломочного строения.

Толща залегает на вулканитах поляковской свиты ордовика.

Ниже приводится детальное описание мансуровской толщи снизу вверх.

### *Первый макроритм*

**Ритм 1.** Вулканомиктовый гравелит, состоящий из обломков кремней, пироксен-плагиоклазовых порфиритов андезибазальтового состава, осколков кристаллов пироксена и плагиоклаза. Встречаются крупные обломки темно-серых кремней размером 1–5 см, иногда 20–25 см..... 4,5 м

Задерновано..... 4,5 м

Кремнистые сланцы темно-серые в основании (0,7 м), желтовато-серые в центральной части и в кровле. Аз. пад. слоистости ЮВ  $130^\circ \angle 58-70^\circ$ ..... 2,5 м

**Ритм 2.** Вулканомиктовый гравелит, сложенный обломками черных и зеленовато-серых кремней, афиритами андезибазальтового состава, метабазальтами, осколками кристаллов пироксена и плагиоклаза 11,5 м

Вулканомиктовые алевролиты темно-серые ..... 1,2 м

Мощность ритма 18 м

**Ритм 3.** Вулканомиктовые гравелиты, аналогичные гравелитам ритма 2 ..... 37,3 м

Кремнистые сланцы темно-серые ..... 2,2 м

Мощность ритма 39,5 м

**Ритм 4.** Песчаники вулканомиктовые крупнозернистые, содержащие обломки пироксен-плагиоклазовых андезитбазальтовых порфиритов с гиалиновой основной массой, темно-серых кремней, афиритов дацитового состава, метабазальтов, кристаллов пироксена, плагиоклаза и их обломков..... 6,1 м

Вулканомиктовые алевролиты темно-серые ..... 0,6 м

**Ритм 5.** Вулканомиктовые песчаники среднезернистые. В обломках: кристаллы и обломки плагиоклаза, хлоритизированного цветного минерала, зерна основной массы порфиров кислого состава ..... 7,6 м

Песчаник вулканомиктовый мелкозернистый ..... 7,6 м

Вулканомиктовый алевролит темно-серый.....	0,8 м
Мощность ритма 16 м	
Задерновано.....	3 м
<b>Ритм 6.</b> Конгломерато-брекчии вулканомиктовые, содержащие обломки округлой и угловатой формы размером 3–5 см. В обломках плагиоклазовые дацитовые порфириды, миндалекаменные metabазальты, кремни, зерна апогиалиновой основной массы андезибазальтовых порфиритов.....	3,8 м
Задерновано.....	2,3 м
Кремнистые сланцы темно-серые .....	10,7 м
Мощность ритма 16,8 м	
Задерновано.....	14,0 м
<b>Ритм 7.</b> Конгломерато-брекчии вулканомиктовые, аналогичные конгломерато-брекчиям ритма 6 .....	2,3 м
Задерновано.....	15,0 м
Кремнистые сланцы темно-серые .....	35,7 м
Мощность ритма 53,0 м	
<b>Ритм 8.</b> Вулканомиктовые песчаники мелкозернистые .....	1,5 м
Кремнистые алевро-пелиты темно-серые .....	2,3 м
Задерновано.....	11,0 м
Кремнистые алевро-пелиты зеленовато-серые.....	0,8 м
Мощность ритма 15,6 м	
<b>Ритм 9.</b> Вулканомиктовые гравелиты, содержащие обломки кислого и среднего состава, зерна плагиоклаза и хлоритизированного темноцветного минерала.....	3,8 м
Задерновано.....	13,7 м
Кремнистые сланцы темно-серые .....	6,1 м
Мощность ритма 23,6 м	
Мощность первого макроритма 256 м	
<i>Второй макроритм</i>	
<b>Ритм 10.</b> Вулканомиктовый гравелит. В обломках: пироксен-плагиоклазовые андезибазальтовые порфириды с апогиалиновой основной массой, кремни, известняки, плагиоклазовые дацитовые порфириды, осколки кристаллов пироксена и плагиоклаза .....	7,6 м
Вулканомиктовый алевролит темно-серый.....	0,9 м
Мощность ритма 8,5 м	
<b>Ритм 11.</b> Песчаник вулканомиктовый среднезернистый, содержащий обломки кремней, известняков, кристаллов плагиоклаза.....	3,8 м
Вулканомиктовый алевролит темно-серый.....	1,5 м
Мощность ритма 5,3 м	
<b>Ритм 12.</b> Вулканомиктовые конгломераты среднеобломочные. По составу обломков аналогичные песчаникам ритма 11 .....	5,1 м
Кремнистая порода темно-серая .....	1,5 м
Мощность ритма 6,6 м	
<b>Ритм 13.</b> Вулканомиктовые конгломераты среднеобломочные. Состав обломков: кремнистые породы, полуокатанные зерна моноклинного пироксена, пренитизированного плагиоклаза, андезибазальтовые порфириды, metabазальты, кислые породы (обломки основной массы) .....	2,3 м
Кремнистая порода зеленовато-серая .....	7,7 м
Мощность ритма 10,0 м	
<b>Ритм 14.</b> Вулканомиктовые конгломераты среднеобломочные, аналогичные соответствующим породам ритма 13 .....	9,9 м
Вулканомиктовый алевролит зеленовато-серый.....	6,8 м
Мощность ритма 16,7 м	
<b>Ритм 15.</b> Вулканомиктовые конгломераты среднеобломочные, содержащие обломки пород среднего состава, пелито-кремнистых пород, известняков, зерна плагиоклаза и пироксена.....	9,1 м

Вулканомиктовый алевролит зеленовато-серый.....	0,75 м
Пелито-кремнистая порода темно-серая .....	1,55 м

Мощность ритма 11,4 м

**Ритм 16.** Вулканомиктовый песчаник крупнозернистый. Состав обломков: пироксен-плагиоклазовые порфириды андезибазальтового состава с гиалопилитовой и пилотакситовой микроструктурами основной массы, пелито-кремнистые породы, известняки, зерна моноклинного пироксена и плагиоклаза .....

Вулканомиктовый песчаник мелкозернистый. Состав обломков тот же, что и в предыдущем слое....	0,75 м
Кремнистая алевро-пелитовая порода темно-серая .....	0,75 м
Кремнистая алевро-пелитовая порода серая.....	0,80 м

Мощность ритма 20,6 м

Мощность второго макроритма 86,7 м

Описание третьего, четвертого и пятого макроритмов приведено с учетом данных Б.М. Садрисламова (1964 г.).

#### *Третий макроритм*

Ритмичное переслаивание туфоконгломератов и вулканомиктовых конгломератов зеленовато-серых среднеобломочных, гравелитов, вулканомиктовых песчаников. Обломочный материал представлен пироксен-плагиоклазовыми и плагиоклазовыми порфиридами андезибазальтового состава, метабазалями (до 30%), кремнистыми и глинистыми сланцами (до 25%), известняками (до 25%) и осколками кристаллов плагиоклаза и пироксена. Встречаются редкие обломки кислого состава.

Мощность третьего макроритма 51 м

#### *Четвертый макроритм*

Ритмичное переслаивание туфоконгломерато-брекчий и туфопесчаников. Среди обломков пироксен-плагиоклазовые и плагиоклазовые порфириды андезибазальтового состава, которые составляют до 70% породы, а известняки до 20%. Размер последних достигает 10–15 см. Мощность ритмов 15–20 м. Азимут падения слоистости ЮВ  $95-100^\circ \angle 65-80^\circ$  ..... 190 м.

#### *Пятый макроритм*

Ритмично-слоистые туфоконгломераты, песчаники, алевролиты, кремнистые сланцы. Мощность ритмов 20–35 м.

Мощность пятого микроритма 75 м

Общая мощность мансуровской толщи составляет 660 м.

Как явствует из приведенного детального описания разреза мансуровской толщи, обломки пироксен-плагиоклазовых порфиритов андезибазальтового состава встречаются с самого основания его, обломки известняков — со второго макроритма, а не только в самых верхах разреза. С середины четвертого ритма первого макроритма присутствуют обломки риодацитовых порфиритов и дацитовых порфиритов.

Таким образом, мансуровская толща далеко не амагматична и по своему составу не может быть сопоставлена с ильтибановской толщей. Согласно представленному материалу, ее следует относить к первой толще ирендыкской свиты.

Отложения мансуровской толщи, скорее всего, представляют собой продукты базальной субдукционной эрозии при зарождении ирендыкской вулканической гряды [1], когда субдукция поддвигаемой плиты (слэба) была еще медленной. Образующиеся мелкие вулканические центры быстро разрушались, образуя слоистые вулканогенно-осадочные, осадочно-вулканогенные породы мансуровской и шауламинской толщ.

#### **Литература:**

1. Анисимов И.С. К вопросам геодинамического развития территории Учалинского, Абзелиловского районов и восточной части Белорецкого района // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Матер. VIII межрег. науч.-практ. конф. — Уфа, 2010. — С. 60–66.
2. Артюшкова О.В., Маслов В.А. Нижнедевонские (доверхнеэмские) отложения Магнитогорской мегазоны // Геологический сборник № 2 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа, 2001. — С. 80–87.

3. Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия палеозойских образований Учалинского района Башкирии. — Уфа, 2000. — 140 с.

4. Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. — Уфа, 2010. — 288 с.

5. Чибрикова Е.В., Олли В.А. Ильтибановская толща — новый раннедевонский комплекс пород Магнитогорского мегасинклинория // Биостратиграфия и литология палеозоя Южного и Среднего Урала. — Уфа: БФАН СССР, 1985. — С. 9–17.

## НОВЫЕ ИЗОТОПНЫЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИМ ТИЛЛИТАМ ЮЖНОГО УРАЛА (ТОЛПАРОВСКИЙ РАЗРЕЗ)

*В.М. Горожанин, С.В. Мичурин, З.Р. Биктимерова  
Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа*

Настоящая работа является продолжением исследований неопротерозойских отложений Южного Урала, по которым ранее нами были получены немногочисленные изотопные данные [3]. В данной работе упор сделан на детальное изучение изотопного состава углерода и кислорода и геохимических особенностей «венчающих доломитов» толпаровского разреза.

«Венчающие доломиты» — это карбонатные породы, представленные относительно чистыми разностями доломитов, маломощные прослой которых перекрывают во многих регионах мира неопротерозойские ледниковые отложения. В зарубежной литературе их называют «cap carbonates», «cap dolostones» или «cap dolomites» [4; 9; 11].

Нами проведено литологическое, изотопное и геохимическое изучение перекрывающих ледниковую толщу «венчающих доломитов», установленных [1] в западной части Башкирского антиклинория по р. Мал. Реват. В доломитах был определен изотопный состав углерода и кислорода, изотопный состав серы структурно-связанного сульфата, а также распределение Fe, Mn, Sr, Rb, Ni, Zn, Zr и др.

Изотопный анализ углерода и кислорода выполнен в ЦКП «Геонаука» Института геологии Коми НЦ УрО РАН (руководитель группы В.Л. Андреичев). Измерения осуществлялись на масс-спектрометре DELTA V Advantage (Thermo Fisher Scientific, Бремен, Германия). Рентгеноструктурный анализ выполнен в ИПСМ РАН (г. Уфа) на дифрактометре ДРОН-4-07 в CuK $\alpha$ -излучении, аналитик В.А. Попов. Геохимическое изучение проводилось нами на рентгено-флуоресцентном спектрометре VRA-30. Определение элементов выполнялось способом стандарта-фона по методике А.Г. Ревенко с соавторами [6]. Определение изотопа серы выполнено В.А. Гриненко, ГЕОХИ, г. Москва, в лаборатории ЦНИГРИ.

Толпаровский разрез, вскрывающийся по берегам р. Мал. Реват, представлен отложениями толпаровской, суировской и урюкской свит. В самой верхней части суировской свиты присутствует пласт доломита небольшой (2–5 м) мощности, вскрывающийся в двух обнажениях по левому и правому берегам р. Мал. Реват.

В обнажении на левом берегу р. Мал. Реват доломиты представляют собой породы розоватого цвета с микро- и тонкозернистой структурой, свидетельствующей об отсутствии вторичной перекристаллизации. В отдельных выходах наблюдается брекчиевидная-обломочная текстура породы неясной, скорее всего, синседиментационной природы. Доломиты имеют неоднородный, «комковатый» облик: мелкие полуокатанные обломки, состоящие из пелитоморфного доломита (размер кристаллитов 0,005–0,01 мм), которые сцементированы более крупнокристаллическим доломитом (0,05–0,07 мм). Кроме того, в породе имеются секущие доломитовые жилки.

Эти разности доломита — пелитоморфный, перекристаллизованный и прожилковый, по-видимому, характеризуют разные стадии преобразования карбонатного осадка.

Проведенный ранее Rb-Sr изотопный анализ глинистых и карбонатных пород суировской свиты позволил провести расчеты модельного возраста [2]. Наибольшие из рассчитанных датировок по тонкой глинистой фракции пород суировской свиты — 608 млн. лет — оказались близки к изотопным данным по глаукониту бакеевской свиты. По представлениям В.Н. Пучкова, тиллиты суировской свиты, вероятно, следует коррелировать с горизонтом Марино [5]. Последние данные могут указывать на более поздний гаскьерский уровень [7].

Результаты изотопного анализа С и О доломитов из разных обнажений несколько различаются. Доломиты на левом берегу р. Мал. Реват, по изотопным характеристикам ( $\delta^{13}\text{C} = -3,3; -2,6\text{‰}$ ;  $\delta^{18}\text{O} = -8,6; -5,3\text{‰}$  относительно PDB) соответствуют «венчающим доломитам» неопротерозойских тиллитов в большинстве регионов мира [10].

Изотопный состав углерода доломитов, отобранных в элювиальном выходе на правом берегу р. Мал. Реват (шаг отбора составлял 0,3 м, при этом образец № 1 взят из основания слоя, а № 11 — из его кровли), синусоидально изменяется от 2,6 до  $-2,2\text{‰}$  от основания к кровле с максимальным отрицательным значением  $\delta^{13}\text{C}$ , равным  $-3,2\text{‰}$ , в середине слоя (рис. 1 а). Эти данные несколько необычны, поскольку «венчающие доломиты», как правило, характеризуются однородными отрицательными значениями  $\delta^{13}\text{C}$ . По данным рентгеноструктурного анализа карбонатные породы представлены доломитами, в которых отмечается небольшая примесь кальцита (~5%) и кварца (~3%).

В целом по результатам изотопного анализа углерода и кислорода важно отметить, что между значениями  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  корреляция отсутствует (рис. 1 в).

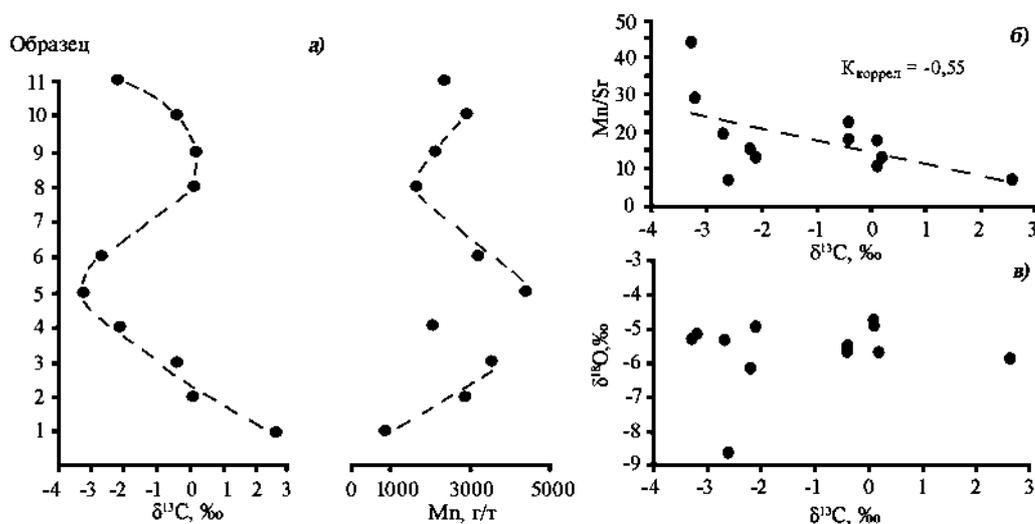


Рис. 1. Изменение изотопного состава углерода и содержания марганца по разрезу «венчающих доломитов» (а) и зависимости между  $\delta^{13}\text{C}$  и Mn/Sr (б) и  $\delta^{18}\text{O}$  (в)

Геохимические характеристики доломитов из разных обнажений сходны между собой. Доломиты отличаются очень высокими концентрациями железа (до 11190 г/т), марганца (до 3842 г/т) и относительно низкими содержаниями Sr и других микроэлементов. Параллельно с изменением изотопного состава углерода практически зеркально противоположно меняются концентрации марганца в доломитах (см. рис. 1 а), а между величиной Mn/Sr и  $\delta^{13}\text{C}$  наблюдается значимая отрицательная корреляция ( $K_{\text{коррел}} = -0,55$ ). При этом пелитоморфные доломиты содержат стронций аномально высокого изотопного состава ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7160$ ) [2].

Изотопный анализ фрамбоидального пирита из толпаровского разреза криволюкского грабена показал преобладание в его изотопном составе «тяжелой» серы со значениями  $\delta^{34}\text{S}$  до 20,8‰. Структурно-связанный сульфат в доломитах по левому берегу р. Мал. Реват имеет также довольно значительное обогащение тяжелым  $^{34}\text{S}$  изотопом, его значение  $\delta^{34}\text{S}$  составляет 10,9‰.

В целом полученные нами изотопно-геохимические данные по толпаровскому разрезу Южного Урала согласуются с результатами по разновозрастным тиллитсодержащим отложениям в других регионах мира (рис. 2).

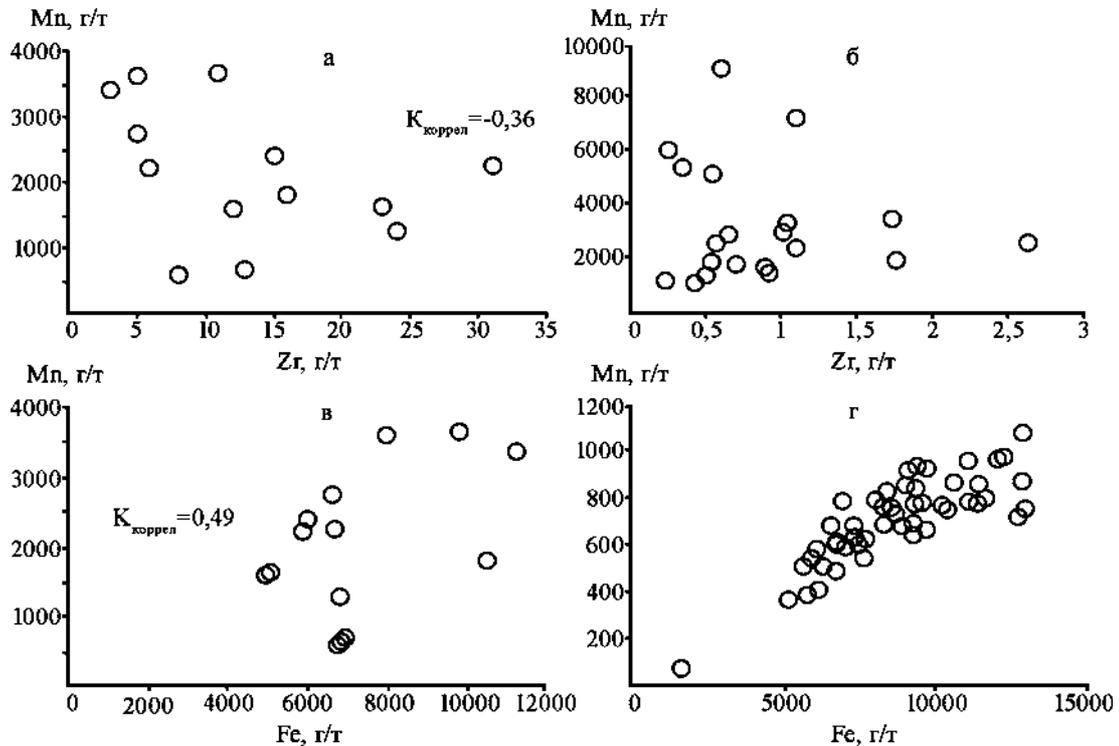


Рис. 2. Связь между содержаниями Mn, Fe и Zr в «венчающих доломитах» Южного Урала (а, в), в «венчающих карбонатах» формации Душантуо Южного Китая [9] (б) и в «венчающих доломитах» формации Дракойзен северо-восточного Шпицбергена [8] (г)

Таким образом, полученные литологические и изотопно-геохимические характеристики «венчающих доломитов» по р. Мал. Реват в западной части Башкирского антиклинория свидетельствуют о том, что они формировались в условиях замкнутого (континентального) бассейна. Литологические признаки доломитов при этом указывают на окислительные и тепловодные условия осадконакопления. Вероятно, между поздним рифеем и ранним вендом на Южном Урале был локальный бассейн с расчлененным рельефом, в котором накапливались подводно-оползневые с диамиктатами терригенные отложения.

*Работа выполнена при финансовой поддержке программы № 4 ОНЗ РАН.*

#### Литература:

1. **Горожанин В.М.** К вопросу о нижней границе венда на Южном Урале // Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты. – Уфа, 1988. – С. 41–45.
2. **Горожанин В.М., Губеева Л.В.** Rb-Sr изотопное датирование глинистых сланцев из нижних горизонтов венда (Южный Урал) // Геология докембрия Южного Урала и востока Русской плиты/ – Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1990. – С. 39–44.
3. **Горожанин В.М., Мичурин С.В., Покровский Б.Г.** Изотопные метки в неопротерозойских тиллитах (Толпаровский разрез Южного Урала) // Геология, полезные ископаемые геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Матер. / 7-я Межрег. науч.-практ. конф. Уфа, 19–20 нояб., 2008 г. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. – 195–197 с.
4. **Покровский Б.Г., Чумаков Н.М., Мележик В.А., Буякайте М.И.** Геохимические особенности неопротерозойских «венчающих доломитов» Патомского палеобассейна и проблема их генезиса // Литология и полезные ископаемые. – 2010. – № 6. – С. 644–661.

5. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. – 208 с.
6. Ревенко А.Г., Худогова Е.В., Будаев Д.А., Черкашина Т.Ю. Рентгеноспектральное флуоресцентное определение Mo, Nb, Zr, Y, Sr, Rb, U, Th и Pb в алюмосиликатных горных породах // Аналитика и контроль. – 2006. – Т. 10, № 1. – С. 71–79.
7. Чумаков Н.М. Африканская ледниковая эра позднего протерозоя // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2011. – Т. 19, № 1. – С. 3–33.
8. Halverson G.P., Maloof A.C., Hoffman P.F. The Marinoan glaciation (Neoproterozoic) in northeast Svalbard // Basin Research. – 2004. – V. 16. – P. 297–324.
9. Huang J., Chu X., Jiang G. et al. Hydrothermal origin of elevated iron, manganese and redox-sensitive trace elements in the c. 635 Ma Doushantuo cap carbonate // Journal of the Geological Society. – 2011. – V. 168. – P. 805–815.
10. Hurtgen M.T., Halverson G.P., Arthur M.N., Hoffman P.F. Sulfur cycling in the aftermath of a 635-Ma snowball glaciation: Evidence for a syn-glacial sulfidic deep ocean // Earth and Planetary Science Letters. – 2006. – V. 245. – P. 551–570.
11. Rose C.V., Swanson-Hysell N.L., Husson J.M. et al. Constraints on the origin and relative timing of the Trezona  $\delta^{13}\text{C}$  anomaly below the end-Cryogenian glaciation // Earth and Planetary Science Letters. – 2012. – V. 319–320. – P. 241–250.

## МИНЕРАЛЬНЫЕ ИНДИКАТОРЫ МИГРАЦИИ УГЛЕВОДОРОДОВ В ОТЛОЖЕНИЯХ ВЕРХНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ КАМСКО-БЕЛЬСКОГО АВЛАКОГЕНА (ВОЛГО-УРАЛЬСКАЯ ОБЛАСТЬ)

*В.М. Горожанин, Н.Д. Сергеева*  
*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа*

Месторождения углеводородов (УВ) Волго-Уральской области (ВУО), с точки зрения традиционной осадочно-миграционной гипотезы происхождения углеводородов, считаются производными доманиковых отложений верхнего девона, но в последнее время все большее внимание уделяется более глубинным источникам, вплоть до мантийных [7, 8, 10, 11 и др.]. Предполагается, что УВ мигрировали из пород фундамента в палеозойский чехол по разломным зонам, но если на Южно-Татарском своде нефтеносные палеозойские осадки лежат непосредственно на кристаллическом фундаменте, то на остальной территории ВУО миграция УВ должна осуществляться сквозь мощные отложения верхнего протерозоя, выполняющие Камско-Бельский и Серноводско-Абдулинский авлакогены. Очевидно, в подстилающих палеозойский чехол отложениях рифея и венда должны фиксироваться следы этой миграции. Данные по многим месторождениям в палеозое свидетельствуют о наличии визуальных признаков (по керну) вертикальных перетоков нефти.

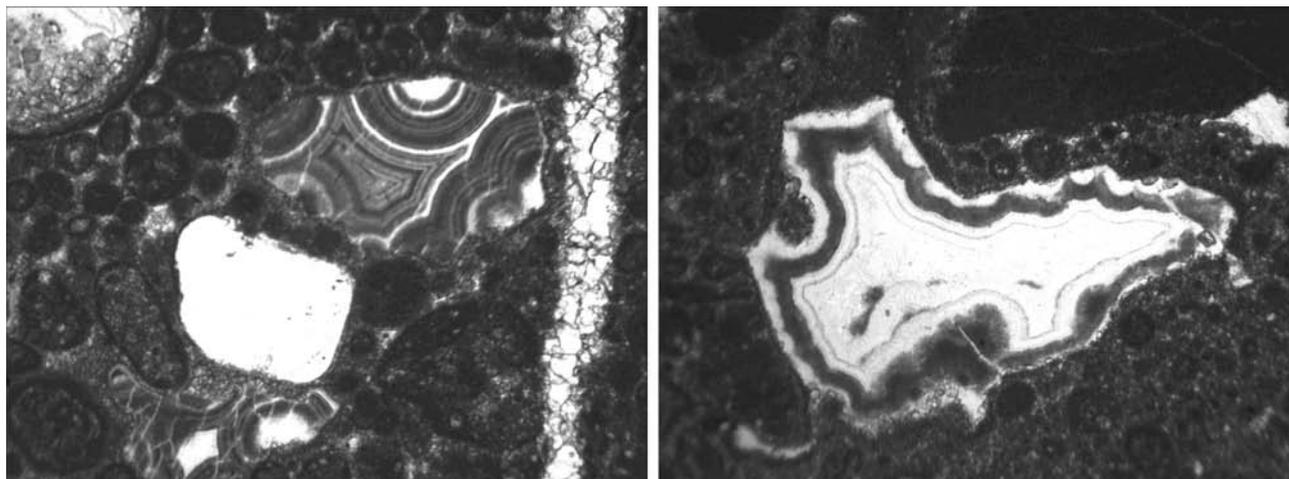
Промышленные притоки нефти в вендских отложениях установлены на территории Удмуртской республики и Пермского края. На западе Башкортостана в отложениях верхнего протерозоя, имеющих более полный стратиграфический объем и большую мощность, но залегающих на больших глубинах (от 1,5 до 3 км), отмечаются лишь редкие нефте- и газопроявления. Актуальность проблемы обусловлена также тем, что ряд авторов проводит аналогию ВУО с Сибирской платформой, где в отложениях верхнего докембрия эксплуатируются многие, в том числе и крупные, газонефтяные месторождения.

Информация о нефте- и битумопроявлениях в докембрийских отложениях Камско-Бельского авлакогена крайне ограничена. В башкирской части авлакогена проявления УВ зафиксированы в отложениях нижнего рифея (калтасинская свита), среднего рифея (тукаевская свита), венда (байкибашевская, старопетровская и карлинская свиты) [1, 3–6, 9 и др.]. Большая часть нефтегазопроявлений установлена в карбонатных отложениях калтасинской свиты нижнего рифея,

имеющей маркирующее значение для востока Русской плиты. Эта свита рассматривается одновременно и как нефтематеринская из-за наличия черных аргиллитовых толщ (арланская подсвита), и как аккумулирующая УВ в трещинных коллекторах. Однако нефтепроявления имеются и на докалтасинском уровне, в нижнерифейских песчаниках ротковской свиты (скв. 1018 Поломская, Удмуртия). В качестве других нефтематеринских толщ рассматриваются также старопетровская и карлинская свиты венда.

Обычно нефтегазопроявления в докембрийских толщах носят вторичный, эпигенетический характер, они связаны с пористыми и трещинными коллекторами, возникновение которых обусловлено тектоническими процессами.

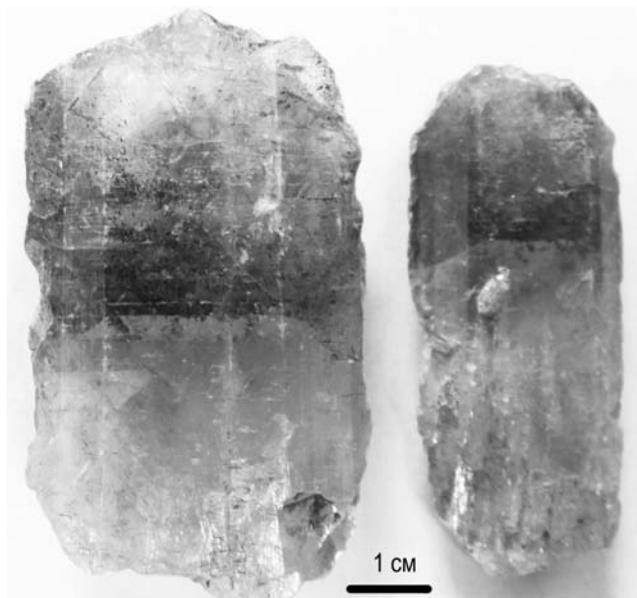
Информацию о характере УВ-содержащих растворов дают наблюдения по керну скважины Бедряжская 203, где в доломитах ашитской подсвиты калтасинской свиты нами обнаружены вторичные полости и мелкие каверны, заполненные вторичным халцедоном с участками, содержащими примесь УВ (рис. 1). Этот халцедон имеет полосчатый вид — в нем чередуются чистые разности белого цвета с буроокрашенными, содержащими примесь УВ, что указывает на периодический процесс привноса УВ во время роста сферокристаллов халцедона. К сожалению, ничего определенного нельзя сказать о времени этого процесса. Возможно, он совпадал с формированием позднепалеозойского доманиковского бассейна, в котором широко распространены кремнисто-битуминозные образования. Не исключено и более позднее (неотектоническое) время этого процесса, поскольку аналогичное проявление вторичного минералообразования с УВ-содержащими стадиями зафиксировано в целестинах из тектонических трещин, секущих пермские рифы в Приуралье (рис. 2).



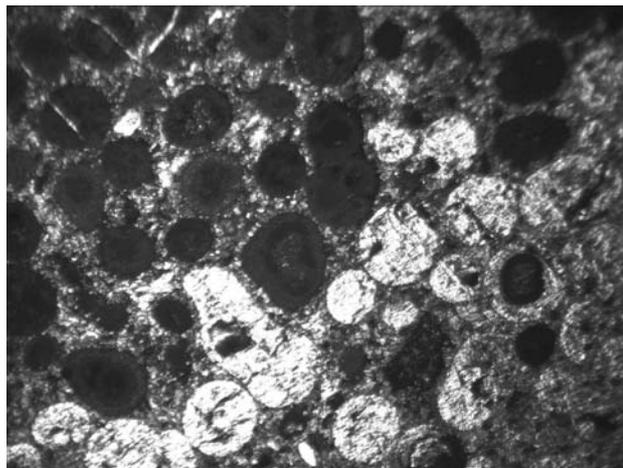
**Рис. 1.** УВ-содержащий халцедон в кавернозно-поровом оолитовом доломите калтасинской свиты нижнего рифея (скв. 203 Бедряжская, гл. 2353 м, ашитская подсвита). Увел. 60<sup>×</sup>. Из коллекции В.И. Козлова

Кроме вторичного окремнения, сопряженного с привносом УВ, установлены другие проявления низкотемпературного гидротермального процесса. В скв. 7000 Арланская в оолитовых доломитах саузовской подсвиты калтасинской свиты на глубине 3450 м в зоне тектонического дробления проявлена эпигенетическая баритизация пойкилитового типа (рис. 3).

Таким образом, в карбонатных породах калтасинской свиты нижнего рифея Камско-Бельского авлакогена, вскрытых скважинами 203 Бедряж и 7000 Арлан, наблюдается вторичная минерализация, фиксирующая низкотемпературный гидротермальный метасоматоз, обусловленный миграцией УВ-содержащего кремнекислотного флюида. Вблизи зон тектонического дробления отмечается эпигенетическая сульфатизация. Масштабы и время этих процессов пока не выяснены, генетически они могут быть связаны с палеозойской или даже неотектонической эпохой активизации восточной части платформы, когда сформировалась большая часть современных тектонических валов и структур.



**Рис. 2.** Зоны роста в кристаллах целестина, отражающие УВ-содержащую стадию. Из тектонических трещин, секущих рифовые известняки пермского возраста (карьер Шахтау, г. Стерлитамак). Увел. 2<sup>×</sup>



**Рис. 3.** Вторичная сульфатизация (барит) оолитовых доломитов калтасинской свиты в зоне тектонического дробления (скв. 7000 Арланская, гл. 3450 м). Шлиф, николи (+), увел. 60<sup>×</sup>. Из коллекции В.И. Козлова

Установленные новообразования являются минеральными индикаторами путей миграции УВ, что следует учитывать при оценке нефтегазоносности докембрийских отложений.

Отметим некоторые закономерности в распределении проявлений УВ в докембрийских толщах. В отличие от Сибирской платформы, где проявления УВ обычно приурочены к верхней части разреза рифейско-вендских отложений в связи с экранированием кембрийскими эвапоритами, в Камско-Бельском авлакогене отмечается приуроченность нефте- и битумопроявлений преимущественно к нижним частям разреза докембрийских отложений, хотя толщи песчаников с повышенной пористостью имеются и выше по разрезу. Это может быть объяснено близким расположением нефтепроизводящих глинистых отложений арланской подсвиты калтасинской свиты, но может быть также связано с близостью кристаллического фундамента, из которого поступают УВ.

Некоторые исследователи придают большое значение пространственному совпадению нефтепроявлений в песчаниках среднего рифея и венда с площадью распространения калтасинской свиты [2], хотя в этом есть некоторые исключения — в Удмуртии нефтеносный венд лежит непосредственно на кристаллическом фундаменте.

Анализ распределения нефте- и битумопроявлений по площади обнаруживает большее их совпадение с установленными нефтегазоносными площадями в палеозойском чехле (исключение — скв. 1 Восточно-Аскинская), а также тяготение в целом к бортовым т.е. к разломным зонам авлакогенов.

### Литература:

1. Белоконь Т.В., Горбачев В.И., Балашова М.М. Строение и нефтегазоносность рифейско-вендских отложений востока Русской платформы. — Пермь: ИПК «Звезда», 2001. — 108 с.
2. Верхний докембрий восточных районов Татарстана и перспективы его нефтегазоносности / В.И. Козлов, Р.Х. Муслимов, Н.С. Гатиятуллин и др. — Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1995. — 218 с.
3. Геология и нефтегазоносность рифейских и вендских отложений Волго-Уральской провинции / А.А. Алиев, С.Г. Морозов, И.Е. Постникова и др. — М.: Недра, 1977. — 157 с.
4. Карасева Т.В., Балашова М.М., Сиротенко О.И., Горбачев В.И. Эволюция процессов нефтегазообразования в древних толщах востока Русской платформы // Критерии оценки нефтегазоносности ниже промышлен-

но освоенных глубин и определение приоритетных направлений геолого-разведочных работ: Тез. докл. Всеросс. науч.-практ. конф. 8–10 фев. 2000 г. – Пермь: КамНИИКИГС, 2000. – С. 81–82.

5. Лагутенкова Н.С., Чепикова И.К. Верхнедокембрийские отложения Волго-Уральской области и перспективы их нефтегазоносности. – М.: Наука, 1982. – 112 с.

6. Масагутов Р.Х. Литолого-стратиграфическая характеристика и палеогеография позднего докембрия Башкирского Приуралья. – М.: Недра, 2002. – 224 с.

7. Муслимов Р.Х. Потенциал фундамента нефтегазоносных бассейнов — резерв пополнения ресурсов углеводородного сырья в XXI веке // Георесурсы. — 2002. — № 4(12). — С. 2–5.

8. Плотникова И.Н. Геолого-геофизические и геохимические предпосылки перспектив нефтегазоносности кристаллического фундамента Татарстана. СПб.: Недра, 2004. – 172 с

9. Постникова И.Е. Верхний докембрий Русской плиты и его нефтеносность. – М.: Недра, 1977. – 221 с.

10. Трофимов В.А., Масагутов Р.Х. Новый подход к решению проблемы поисков нефти в рифей-вендском комплексе Восточно-Европейской платформы // Геология нефти и газа. — 2012. — № 2. — С. 80–83.

11. Трофимов В.А., Хромов В.Т., Романов Ю.А. Взбросо-надвиговые деформации осадочного чехла внутренних частей Восточно-Европейской платформы и их роль в формировании нефтегазоперспективных зон и новых типов поисковых объектов // Осадочные бассейны и геологические предпосылки прогноза новых объектов, перспективных на нефть и газ: Матер. 44-го тект. совещ. — М.: ГИН РАН, 2012. — С. 451–453.

## ТИПЫ ОСАДОЧНЫХ БАСЕЙНОВ ОРДОВИКА ЮЖНОГО УРАЛА И ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

*Е.Н. Горожанина*

*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа*

Палеогеографические условия и геодинамические обстановки осадконакопления в ордовикском периоде на Урале характеризуются изменчивостью. Термин «осадочный бассейн» включает характеристику структурно-морфологических, палеогеографических и геодинамических условий осадконакопления. Выделение различных типов бассейнов применяется для определения этих условий и восстановления последовательности событий. Цель исследования — сопоставление событий в ордовике на Урале и на прилегающей окраине Восточно-Европейской платформы.

Характеристика ордовикских отложений на Южном Урале и обстановок их формирования дана в работах С.Н. Краузе, В.А. Маслова, А.В. Клочихина, М.Л. Ключиной, Н.Ф. Мамаева, В.Н. Пучкова, К.С. Иванова, С.В. Руженцева, В.Г. Кориневского и др. В последние годы достаточно детально дается их палеонтологическая характеристика (данные Т.М. Мавринской, Р.Р. Якупова, О.В. Артюшковой, А.В. Тевелева, А.В. Рязанцева). Вулканизм и магматизм ордовика охарактеризован в работах А.М. Косарева, И.Б. Серавкина, А.В. Сначева, Д.Е. Савельева, С.Е. Знаменского. На восточной окраине платформы ордовикские отложения вскрыты скважинами на Соль-Илецком своде в Оренбуржье и на Башкирском своде (Е.В. Чибрикова). Эти образования менее изучены.

Ордовикский период является рубежным этапом в развитии Урала и окраины платформы. В это время произошло заложение и раскрытие Уральского палеоокеана на восточной (современное положение) окраине палеоконтинента Балтика, с других сторон ограниченного океанами Япетус, Реик и Палеотетис. Считается, что к этому времени произошел раскол суперконтинента Паннотии, образовавшегося в конце венда [14]. Сравнение ордовикских отложений юго-восточной окраины Русской платформы и прилегающей к ней южной части Урала позволяет определить синхронность, взаимосвязь и взаимообусловленность событий.

Основные методы исследования — сопоставление разрезов, фациальный анализ, выяснение структурной позиции разреза, анализ состава кластического материала в обломочных породах — дают возможность сопоставить геологические события.

Ордовикские отложения на Южном Урале распространены в нескольких структурно-фациальных зонах в виде выходов в обрамлении синклинальных структур, и отдельных линзовидных блоков (или чешуй?) в аллохтонных комплексах. Комплексы нижнего ордовика выделены в Сакмарской аллохтонной зоне (кидрясовская свита). Образования среднего и верхнего ордовика известны на платформе и на Урале.

По обстановкам накопления осадочные бассейны ордовика можно подразделить на континентальные и океанические. Континентальные бассейны подразделены на платформенные (грабенные и шельфовые), континентального склона и подножия, континентального рифта. Океанические бассейны включают окраинно-океанические рифтогенные, океанические спрединговые и островодужные (надсубдукционные) типы.

В западном обрамлении Зилаирского синклинория отложения представлены только средним и верхним отделами ордовика, они трансгрессивно залегают на различных комплексах докембрия. Наиболее полный разрез описан у д. Набиуллыно [8, 18]. Разрез начинается с крупноглыбовых конгломератов, выше прослеживаются песчанистые доломиты и кварцевые песчаники. Палеогеографическая обстановка — шельфовая окраина континента, зона пляжа [6, 7]. В Тирлянском мулде и Юрюзанской синклинали ордовикские отложения представлены сходными фациями. *Тип бассейна — платформенный шельфовый, пассивная окраина континента.* Грабенные грубообломочные фации сменяются тонкозернистыми песчаными и карбонатными, доломитовыми, отражая трансгрессивную последовательность, связанную с погружением рифтогенной окраины в ходе океанического спрединга в течение среднего — верхнего ордовика [11]. Это нашло отражение и в смене фауны конодонтов [8].

В восточной части Зилаирского синклинория отложения среднего — верхнего ордовика (байгазинской и уразинской свит) представлены мощной толщей чередования кварцевых песчаников (прослой около 1 м толщиной), алевролитов и аргиллитов; отложения относятся к фации континентального склона и подножия [12, 18].

В аллохтонных зонах совмещены континентальные и субокеанические комплексы. В подкраинской зоне песчаники, алевролиты и преобладающие аргиллиты сухолядской толщи относятся к осадкам континентального склона и подножия [13]. *Тип бассейна — склон пассивной окраины континента.*

Сакмарская аллохтонная зона наложена на юго-восточную окраину Зилаирского синклинория. Отложения ордовика представлены всеми отделами — нижним и средним — верхним. Последовательность осадков отражает смену обстановки внутриконтинентального рифта (грабенные грубообломочные отложения кидрясовской свиты нижнего ордовика), его расширения (глинистые и кремнисто-базальтовые толщи дубоводольской, кураганской свит среднего и верхнего ордовика) и развитие субокеанических кремнисто-базальтовых толщ баулусской свиты верхнего ордовика [1, 3]. *Типы бассейнов — континентальный рифт и окраинно-океанический бассейн (окраинное море Южно-Китайского типа).* Следует отметить обособленность развития ордовикских комплексов Сакмарской зоны. Нижнеордовикские грабенные фации кидрясовской свиты распространены только в Сакмарском аллохтоне, они последовательно сменяют толщу кембрийских щелочных базальтов медногорской свиты, но пока нет данных о том, на каком континентальном основании был заложен кидрясовский грабен.

В сутурной зоне Главного Уральского разлома (ГУР), соединяющей западные континентальные и восточные океанические комплексы, к среднему — верхнему ордовику [5] (по данным А.В. Рязанцева — к нижнему — верхнему) отнесены породы поляковской свиты. По данным С.Е. Знаменского [4], состав базальтов поляковской свиты соответствует переходным от континентального рифта к рифту красноморского типа и к субокеаническим (окраинно-океаническим) образованиям.

Восточно-Уральское поднятие (ВУП) в большинстве работ рассматривается как микроконтинент, возможно, представляющий «осколок» распавшегося вендского суперконтинента. Проблемным является вопрос — от какого палеоконтинента он откололся — от окраины Балтики или Гондваны (Арморики), или другого неизвестного континента (например, Арктиды по Н.Б. Кузнецову)? Ордовикские осадки континентального типа представлены породами маячной свиты [9, 10],

распространенной в юго-восточной части ВУП. Они сложены кварцевыми гравелитами и известковистыми кварцевыми песчаниками с остатками макрофауны (брахиопод, кораллов и др.), в них наблюдаются характерные полые трубчатые каналы, вероятно, образованные илоедами или сколитами. *Тип бассейна — мелководный шельф микроконтинента.*

Аллохтоны Восточно-Уральской зоны сложены субокеаническими и субконтинентальными комплексами пород. Ордовикские породы распространены в Сухтелинском аллохтоне, примыкающем с запада к ВУП. Отложения представлены кремнисто-базальтовой ассоциацией, по составу базальтов отнесенной к переходным от субокеанических к океаническим спрединговым [15]. *Тип бассейна — субокеанический рифтогенный (окраинноморский).* В зонах, примыкающих к ВУП с востока (Челябинско-Брединская зона и Восточно-Уральский прогиб), встречаются вулканогенно-осадочные толщи, отнесенные к среднему – верхнему ордовику. Обстановки их образования не совсем ясны. Отложения, обнажающиеся по правому берегу р. Средний Тогузак (аналоги увельской свиты) представлены ритмично-слоистой толщей гравититов (грейнитов и турбидитов), содержащих обломки известняков и вулканокластуку. Они больше напоминают осадки преаккреционного (надсубдукционного) бассейна, чем грабена. Песчаники этой свиты согласно перекрыты глинисто-углисто-кремнистыми сланцами варненской свиты с конодонтами раннего силура [2]. Ниже по течению (в 4 км восточнее) выходы кварцитовидных песчаников тогузак-аятской свиты, по мнению Е.В. Чибриковой, также следует отнести к ордовику. Состав кластики в этих породах несколько отличается от увельских песчаников — в них больше кластогенного кварца, появляются чешуйки слюды и обломки слюдистых сланцев. В тяжелой фракции установлены гранат (по составу соответствует гранату из метаморфических пород) и хромит, т. е. наблюдается смешение компонентов из континентального и океанического источников. *Тип бассейна — аккреционный надсубдукционный или окраинно-океанический.*

Ордовикские отложения на юго-востоке Русской платформы были установлены по находкам акритарх в керне скважин, пробуренных на территории Оренбургского вала [16]. Скважины Ордовикская 2, Краснохолмская 28, Красноярская 16 вскрыли ордовикские осадки большой мощности (более 2 км). Отложения представлены светло-серыми мелкозернистыми хорошо сортированными кварцевыми песчаниками и алевролитами с прослоями аргиллитов. В результате бурения в северо-западной части Оренбургского вала, скважинами 102 Западно-Оренбургской и 108 Новотатищевской вскрыта верхняя часть терригенных отложений ордовика, мощностью свыше 130 м. Вместе с ордовикскими акритархами в пробах присутствуют переотложенные рифейско-вендские формы. Микропалеонтологические остатки также представлены сколекодонтами и хитинозоями. Возрастной диапазон комплекса хитинозой, по заключению Р.Р. Якупова, соответствует среднему – позднему ордовику. Литологически породы представлены серыми слоистыми алевропесчаниками с хаотичной структурой биотурбирования илоедами. Особенностью алевропесчаников является полевошпат-кварцевый состав с примесью слюды (мусковита) и значительной примесью зерен глауконита, а также наличие многочисленных фосфатных и углистых включений. Отмечается также наличие реликтов раковинной фауны. Присутствие переотложенных форм позднедокембрийских акритарх свидетельствует о формировании осадков в результате размыва рифейско-вендских отложений. Обстановка формирования отложений — прибрежно-морская мелководная зона с застойными впадинами или авандельта. *Тип бассейна — континентальный грабен.*

Средне-верхнеордовикские отложения платформенной части Башкирии вскрыты скважинам Баряжской площади на Башкирском своде [17]. Они представлены зеленовато-серыми алевролитами с прослоями серых аргиллитов и песчаников. В составе песчаников наряду с кварцем присутствуют слюда, полевой шпат, и глауконит. В алевроаргиллитах установлен комплекс микропалеонтологических остатков — акритархи совместно с фрагментами сколекодонтов и хитинозой. Комплекс акритарх сходен с таковым в скважинах Оренбургского вала. Здесь также имеются переотложенные рифейско-вендские акритархи. По составу ордовикские породы Башкирского свода отличаются от оренбургских — в песчаниках присутствует значительное количество бурой слюды и обломков микрокварцитов, отсутствуют фосфатные и углефицированные фрагменты. Это указывает на различие в источниках сноса. К ордовику по находкам сколекодонтов отнесены также алевропесчаные осадки, вскрытые скважиной Байкибашевская 4 на северо-западном склоне

Башкирского свода и скважинами на юго-восточном склоне Татарского свода. Эти данные свидетельствуют о более широком распространении ордовикских терригенных отложений на юго-востоке платформы и их приуроченности к бортовым зонам рифейского Камско-Бельского авлакогена. *Тип бассейна — внутриконтинентальные впадины грабенового типа.*

**Выводы.** Таким образом, ордовикские отложения формировались преимущественно в бассейнах рифтогенного и грабенового типа в континентальных и окраинно-континентальных, переходных к океаническим, условиях. Раскрытие Палеоуральского океана сопровождалось активизацией тектонических процессов на окраине платформы, выраженной в образовании грабенов и рифтогенных прогибов (возможно типа пулл-апарт) как на краю платформы, так и на участках микроконтинентов или в их краевых частях. Бассейны надсубдукционного и коллизионного типа, развитые в Тагильской зоне Среднего Урала, для ордовикского этапа развития Южного Урала не характерны.

Синхронность рифтогенеза и спрединга на Урале с грабенообразованием на платформе свидетельствует об активизации движения палеоконтинента Балтики в процессе распада вендского суперконтинента.

### Литература:

1. **Артюшкова О.В., Маслов В.А.** Ордовик Сакмарской зоны (Южный Урал) // Геологический сборник № 9 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа, 2011. — С. 19–25.
2. **Артюшкова О.В., Суяркова А.А., Мавринская Т.М., Якупов Р.Р.** О возрасте черносланцевой варненской толщи в стратотипической местности // Геологический Сборник № 9 / ИГУНЦ РАН. — Уфа, 2011. — С. 27–31.
3. Вулканизм Южного Урала / *И.Б. Серавкин, А.М. Косарев, Д.Н. Салихов и др.* — М.: Наука, 1992. — 197 с.
4. **Знаменский С.Е.** Позднеордовикско-раннесилурийский вулcano-интрузивный комплекс северной части Магнитогорского мегасинклинария и связанное с ним оруденение (Ю. Урал): Препр. / РАН. Уфимский науч. центр. Ин-т геологии. — Уфа, 1994. — 23 с.
5. **Иванов К.С., Пучков В.Н., Наседкина В.А., Пелевин И.А.** Первые результаты ревизии стратиграфии поляковской свиты по конодонтам // Ежегодник—1988 / ИГГ УрО АН СССР. — Свердловск, 1989. — С. 12–13.
6. **Клюжина М.Л.** Палеогеография Урала в ордовикский период. — М.: Наука, 1985. — 189 с.
7. **Краузе С.Н., Маслов В.А.** Ордовик, силур и нижний девон западного склона Башкирского Урала. — Уфа: БФАН СССР, 1961. — 96 с.
8. **Мавринская Т.М.** Корреляция ордовикских отложений Южного Урала по конодонтовой фауне // Геологический Сборник № 9 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа, 2011. — С. 14–18.
9. **Мамаев Н.Ф., Черменинова И.В.** Нижний палеозой и докембрий восточного склона Урала. — М.: Наука, 1973. — 99 с.
10. **Мосейчук, В.М., Сурип Т.Н.** Ранний палеозой восточного склона Южного Урала // Геология и полезные ископаемые Республики Башкортостан, проблемы и перспективы освоения минерально-сырьевой базы: Матер. III Респ. геол. конф. — Уфа, 1999. — С. 48–52.
11. Осадочные бассейны: методика изучения, строение, эволюция / *Под ред. Ю.Г. Леонова, Ю.А. Воложа.* — М.: Научный мир, 2004. — 526 с. — (Тр. ГИН РАН; Вып. 543).
12. **Пучков В.Н.** Новые данные по геологии подкраинских аллохтонных комплексов (Южный Урал) // Ежегодник—1994 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа, 1995. — С. 3–9.
13. **Пучков В.Н.** Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. — Уфа: Даурия, 2000. — 146 с.
14. **Пучков В.Н.** Уралиды и тиманиды, их структурные связи и место в геологической истории Урало-Монгольского складчатого пояса // Геология и геофизика. — 2003. — Т. 44, № 1–2. — С. 28–39.
15. **Сначев А.В., Пучков В.Н., Савельев Д.Е., Сначев В.И.** Геология Сухтелинско-Арамильской зоны Урала. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. — 176 с.
16. **Чибрикова Е.В.** Стратиграфия девонских и более древних палеозойских пород Южного Урала и Приуралья (по растительным микрофоссилиям). — М.: Наука, 1977. — 192 с.
17. **Чибрикова Е.В., Олли В.А.** ордовик Западного Башкортостана // Изв. отдел. наук о земле и экологии АН РБ. — 2004. — № 9. — С. 72–78.
18. **Якупов Р.Р.** Хитинозои ордовика западного склона Южного Урала // Новости палеонтологии и стратиграфии. — 2009. — Вып. 12. С. 11–27. — (Приложение к журналу «Геология и геофизика»; Т. 50).
19. **Якупов Р.Р.** Ордовикские отложения стратотипической местности зоны сочленения Зилаирского мегасинклинария и Уралтау // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Матер. VIII Межрег. науч.-практ. конф. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. — С. 21–23.

## ТЕКТОНО-СЕДИМЕНТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ ВИЗЕЙСКО-СЕРПУХОВСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА ВЕРХНЯЯ КАРДАЙЛОВКА

*Е.Н. Горожанина, В.М. Горожанин, Е.И. Кулагина, В.Н. Пазухин*  
*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа*

Разрез «Верхняя Кардайлловка», расположенный на восточном склоне Южного Урала, является претендентом на роль глобального стратотипа нижней границы серпуховского яруса [13, 10, 9, 8]. Разрез находится в Баймакском районе Башкирии, на границе с Оренбургской областью, на правом берегу р. Урал напротив д. Верхняя Кардайлловка (координаты: N 52°17', E 58°55'). В структурном отношении он находится в центральной части Магнитогорского мегасинклинория, относящегося к палеоостроводужной зоне.

В 2010–2011 гг. комплексные геологические исследования разреза проводились Российской рабочей группой (ИГ УНЦ РАН, ПИН РАН, МГУ) совместно с председателем Международной подкомиссии по каменноугольной стратиграфии Б. Ричардсом. Работы были сосредоточены на верхневизейско-серпуховском интервале разреза, который был маркирован металлическими стержнями (pins). Начало разреза фиксируется в 2 м ниже кровли криноидных известняков жуковского (тульского) горизонта верхнего визе, где вбит металлический стержень с нулевой отметкой (pin 0). Возраст криноидных известняков определен по фауне конодонтов зоны *Gnathodus texanus* и фораминифер зоны *Glomodiscus oblongus* [9, 7].

Цель настоящего сообщения — показать особенности состава и строения разреза, основанные на литологических, радиометрических и петрографических исследованиях. В результате исследований была построена тектоно-седиментационная модель образования визейско-серпуховских отложений в обстановке погруженной (затопленной) карбонатной платформы [12].

**Литологическая характеристика.** Маркированный разрез общей мощностью около 60 м расчленяется на несколько пачек. В основании разреза, на неровной поверхности криноидных известняков (инт. 0–2 м), залегает пестрая пачка вулканогенно-кремнисто-глинистых пород мощностью 11 м, сложенная тонко переслаиваемыми глинами, углисто-кремнистыми и известковистыми аргиллитами с фрагментами растительных остатков (каламитов), и алевролитами с прослоями вулканокластических туфов, кремнистых мергелей, содержащих реликты выщелоченных ругоз и криноидей. В верхней части появляются глауконитовые алевролиты и туфопесчаники. Отложения относятся к; жуковскому горизонту верхнего визе, зоне *Gnathodus texanus* [11]. Выше (инт. 13–19 м) залегает пачка темно-серых пелитоморфных плитчатых и нодулярных известняков предположительно алексинского, михайловского и веневского горизонтов мощностью 6 м. Отложения представляют собой конденсированный тип карбонатных осадков. В интервале 16–17 м в этих известняках обнаружены два прослоя (5 и 12 см) желтой глины, предположительно, туфового происхождения. Граница визе – серпухов проходит в интервале 19–20 м. Отложения серпуховского яруса представлены толщей (мощностью приблизительно 44 м) светло-серых толсто плитчатых известняков (вакстоунов) с аммоноидеями, радиоляриями и криноидеями. В южной части обнажения, в скальном выходе по простиранию слоев интервала 36–38 м, наблюдаются известняки, отнесенные к биогермным фациям. Они представлены криноидными вакстоунами-пакстоунами с трубочками гидроидных организмов с инкрустационным цементом. Выше, с отметки 38,5 м, в верхнесерпуховских пелитоморфных известняках появляются линзы темно-серых кремней.

**Обстановки осадконакопления.** Резкий переход от криноидных грейнстоунов открытого шельфа к вулканогенно-осадочной глинисто-мергелистой толще связан с тектоно-вулканическими событиями в жуковское (тульское) время — расширением Магнитогорского рифтогенного прогиба в начале позднего визе и заполнением новообразованных оперяющих грабенов глинисто-вулканогенными (пепловыми и туфовыми) осадками. Прослои углисто-кремнистых сланцев и мергелей в данной толще являются фоновыми осадками заполнения бортовой зоны грабена на фоне общей трансгрес-

сивной седиментации глобального характера. Карбонатные отложения позднего визе и серпуховского века представлены относительно глубоководными гониатитовыми фациями в конденсированном типе разреза, формировавшемся в пострифтовую стадию на склоне палеограбена. Образование небольшого биогерма в верхнесерпуховских отложениях характерно для зоны склона.

**Индикаторы постседиментационных тектонических деформаций.** С наличием в регионе крупных субмеридиональных разломов сдвигового типа — Кизильского и Магнитогорского [3] связано развитие оперяющих зон деформаций. Зона таких деформаций приурочена к контакту криноидных известняков жуковского горизонта с перекрывающей пачкой вулканогенно-кремнисто-глинистых пород. Ранее эта зона была описана как палеокарстовая поверхность с остатками палеопочвы [8]. Характерно наличие буровато-желтой глины в послонных трещинах под поверхностью известняков. Наблюдаемая картина действительно соответствует карстовому процессу, однако не древнему (визейскому), а значительно более молодому (возможно, миоценовому), развившемуся в зоне тектонического нарушения. По данным [5], большинство карстовых полостей в известняках кизильской свиты образовалось в мезо-кайнозойское время вдоль разломов. Карстовые воронки развиты по склонам речных долин и по днищам суходолов, они часто имеют вытянутую форму с длинной осью, совпадающей с простираем карстующихся пород или с тектоническими нарушениями.

В данном разрезе наблюдаются две карстовые полости размером  $0,3 \times 0,2$  м, они имеют трубообразную форму с ромбовидными очертаниями, вниз они переходят в трещины, направление которых согласуется с сетью тектонической трещиноватости. Поверхность известняков разбита трещинами на блоки, один из них опущен по сравнению с единой поверхностью напластования. В перекрывающей слоистой толще отложения деформированы, однако они смяты в антиклинальную складку, а не в синклинальную, как следовало бы ожидать при карстовом проседании блока. Складка представляет собой флексурный перегиб слоев пластичных пород над приподнятым и опущенным блоками известняков. Амплитуда складки — 1 м.

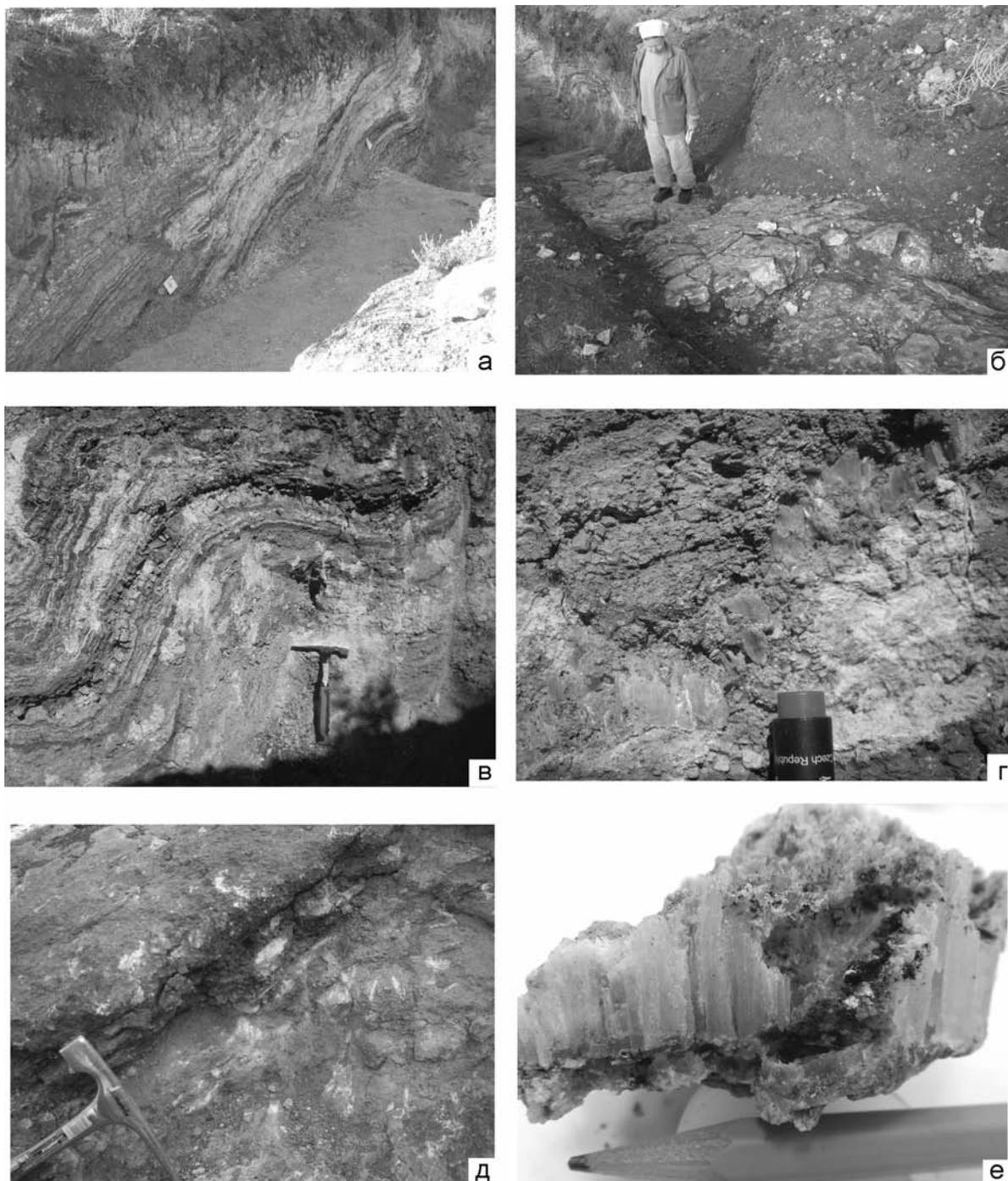
В глине отмечаются послонные и секущие гипсовые прожилки толщиной до 2 см, подчеркивающие мелкую складчатость (плойчатость) глинистых слоев, направления роста кристаллов гипса говорят о заполнении пустот типа трещин отрыва. Вблизи отметки 4 м наблюдается тектоническое нарушение — взбросо-надвиг небольшой амплитуды (15 см), который проявлен контрастной окраской контактирующих глинистых прослоев — бурых ожелезненных и серовато-белых осветленных пород. Тектоническая зона шириной около 2 м выражена зоной осветления. На фоне белого монтмориллонита вдоль кливажных трещин контрастно проявляется налет черного цвета, который, возможно, образовался в результате миграции углеводородов по зоне разлома (твердые битумоиды присутствуют также в срастании с гипсовыми прожилками).

В зоне тектонического нарушения установлены следы разгрузки углеводородных флюидов: следы битуминизации в виде черного налета, хорошо заметного на светлой поверхности белых криноидных известняков (рис. 1 д); сами известняки интенсивно насыщены газами, что диагностируется по резкому запаху УВ при раскалывании их молотком; полосчатая зональность в вышележащем слое глин, подчеркиваемая чередованием бурых и белых глин; внутри белых разновидностей присутствуют прослойки и мелкие скопления черного сильно деградированного битума (?) (рис. 1 а, в); наличие секущих гипсовых прожилков в зоне деформированных глин (рис. 1 г); среди кристаллов гипса обнаружены черные включения органического вещества (рис. 1 е), представленного, вероятно, асфальтитом.

С битуминизацией в зоне разлома, возможно, связано проявление естественной радиоактивности, которая достигает 128 мкр/час, при фоновых значениях 10 мкр/час для карбонатных и 40–60 мкр/час для кремнисто-глинистых пород (рис. 2). Не исключено также, что повышенная радиоактивность обусловлена поступлением радона по тектоническому нарушению с последующей его сорбцией глинистыми минералами.

Полосчатая глинистая пачка имеет выпуклый кверху вид, с веерообразно расходящимися мелкими нарушениями, вдоль которых происходит «отгонка» бурого железистого вещества. Внутри антиклинальной структуры наблюдается осветление глин, а также черные прослойки и включения, что указывает на подток УВ снизу, которые создавали восстановительную обстановку, вследствие чего глины претерпели осветление.

Подобные зоны осветления в результате появления восстановительной обстановки вследствие миграции УВ с хорошо выраженными ореолами вторичных сульфидов описаны в литературе (Садкинское месторождение асфальтита в зоне Кинельского разлома в Оренбургской области) [6]. В нашем случае процесс миграции УВ в близповерхностных условиях не привел к образованию сульфидов, в условиях кислородной насыщенности произошло лишь осветление глин и форми-



**Рис. 1.** Карстование и формирование вторичных прожилков гипса с твердым УВ (керитом) в зоне тектонического нарушения на контакте тульского и алексинского горизонтов визейского яруса. Разрез «Верхняя Кардаиловка»

а — зона осветления; б — закарстованная поверхность известняков алексинского горизонта; в — деформации полосчатой глинистой пачки в зоне тектонического нарушения; г — гипсовые прожилки; д — черный налет УВ (битум?) на поверхности перекристаллизованных известняков в зоне карстования; е — включение твердого УВ вещества (черное) в гипсовом прожилке

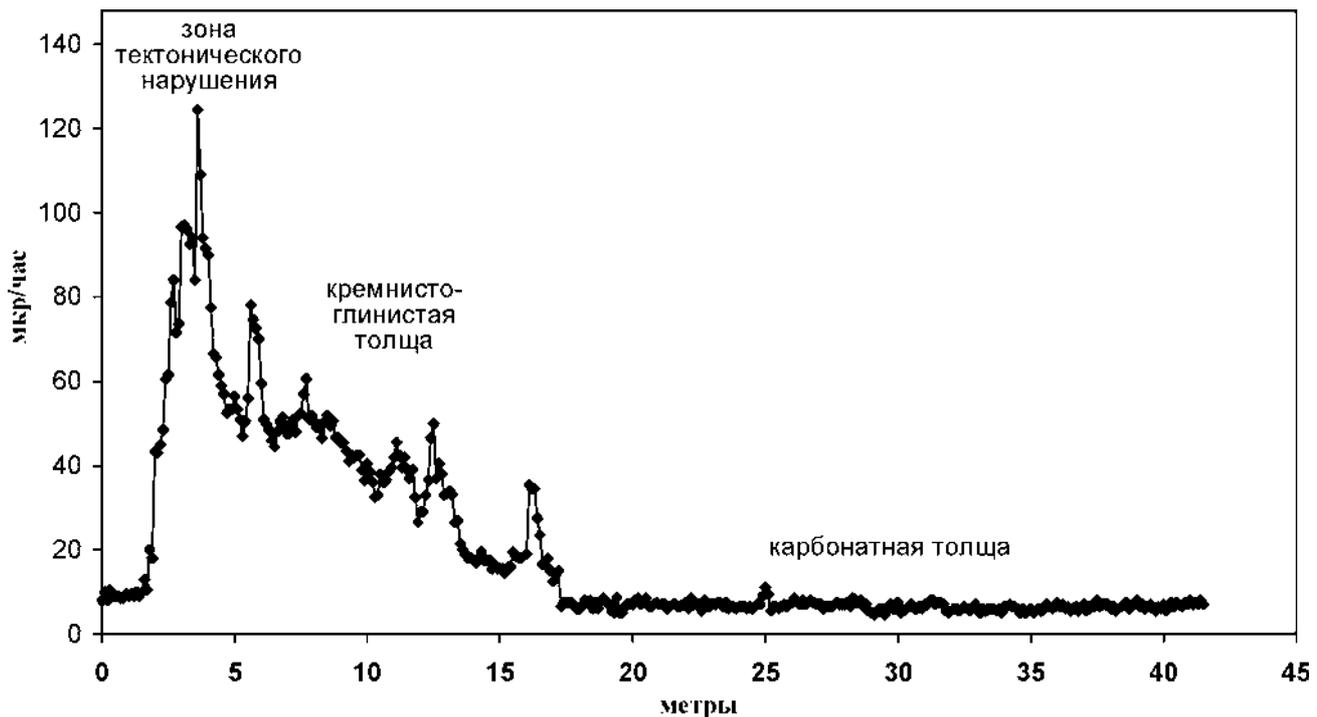


Рис. 2. Радиометрическая характеристика нижнекаменноугольных отложений в разрезе «Верхняя Кардаилловка»

рование вторичных прожилков гипса. Источником серы в сульфатных прожилках мог быть гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевый нефтяной флюид, на что указывает парагенезис карбоната, сульфата и битума в секущих прожилках. Такой парагенезис необъясним с точки зрения только палеокарстового процесса. Следы битуминизации в виде налета на перекристаллизованных криноидных известняках и ореола «отгонки», выраженного в осветлении глин над разломной зоной, определенно указывают на подток флюида с УВ снизу.

Система трещиноватости, наблюдаемая в районе на аэро- и космоснимках, а также в пределах локальных обнажений, ориентирована по нескольким направлениям, преобладающими являются  $60^\circ$  СВ и  $230^\circ$  СЗ. Трещины носят как открытый, так и закрытый характер, многие из них залечены кальцитовыми прожилками. С этой трещиноватостью гидрогеологи связывают развитие Кизильского карстового бассейна [5]. Генезис ее связан с наиболее поздними неотектоническими подвижками в результате сдвигово-блоковых движений во время роста Уральского неотектонического горного сооружения, что совпадает с завершением коллизионных процессов в Альпийско-Гималайском складчатом поясе в кайнозое. Тектоническая активизация привела к подъему базиса эрозии и активизировала карстовые процессы; по подновленным тектоническим нарушениям могли циркулировать низкотемпературные растворы, включающие как подземные воды, так и углеводороды из подстилающих горизонтов. Нефтегазоносность территории оценивается достаточно высоко [4, 1], несмотря на полученный ранее отрицательный результат при бурении скважин. Установленный факт поверхностного проявления углеводородов, вероятно, свидетельствует о подтоке УВ с глубины по зоне тектонического нарушения.

В верхней части глинистой толщ на контакте ее с известняками влияние молодых тектонических движений выражается в интенсивной трещиноватости аргиллитовых прослоев и линзовидной форме пластов мергелей и песчаников. О наличии горизонтальных смещений в толще известняков свидетельствуют межпластовые зеркала скольжения в 13 м выше начала разреза (рис 13). Выше, в монотонной толще известняков верхнего визе и серпухова, тектонические смещения выражены слабее. Тектоническая трещиноватость проявлена в виде пересекающихся трещин и кулисообразно расположенных кальцитовых прожилков. При общем моноклинальном залегании слоев (Аз. пад.  $230^\circ \angle 25^\circ$ ) отчетливо проявлены два направления трещиноватости: северо-западное

и субмеридиональное. Между отметками 35 и 36 м проходит зона нарушений, выраженная в рельефе небольшой ложбиной северо-западного простирания. Приграничные породы визейского и серпуховского ярусов в интервале 18–22 м не несут признаков значительного тектонического воздействия.

**Тектоно-седиментационная модель.** В центральной части Магнитогорского синклинория карбонатные осадки визейского и серпуховского ярусов нижнего карбона перекрывают островодужные и рифтовые комплексы верхнедевонско-турнейского этапа развития Магнитогорской зоны. В фамене островодужные комплексы причленились к континентальной окраине Русской платформы в результате коллизии с Магнитогорской дугой. В раннем карбоне дуга раскололась в области междугового прогиба с формированием продольного грабена, заполненного осадочными и вулканогенными комплексами рифтового типа. В турне и раннем визе в области Магнитогорского грабена отмечается интенсивный бимодальный вулканизм и внедрение габбро-сиенитовых массивов Магнитогорской группы. Процессы карбонатного осадконакопления сопровождалось формированием вулканогенно-обломочных пород. Распределение типов осадков в пределах грабена определялось близостью к центрам вулканической активности. В бортовых зонах грабена, удаленных от вулканов, отмечается преобладание карбонатных осадков. Карбонатные фации распространились повсеместно, начиная с серпуховского века. Они распределены в соответствии с рельефом, унаследованным с фаменско-турнейского времени, и зависят от положения разреза относительно Магнитогорского грабена [2]. В разрезе «Верхняя Кардаиловка» отложения представлены относительно глубоководными фациями известняков (спикуловыми, радиоляриевыми и цефалоподовыми). Выше по разрезу они сменяются олистостромами и турбидитами среднего карбона [9]. В разрезе «Кизильское» отмечаются мелководные шельфовые фации с кораллово-брахиоподовыми банками в верхнем визе и мощными водорослевыми биогермами в серпуховской части. В разрезе «Худолаз» отложения представлены фациями мелководного шельфа и зарифовой зоны. Особенностью осадков в разрезе «Верхняя Кардаиловка» является присутствие на уровне тульского и алексинско-михайловского горизонтов прослоев, обогащенных вулканогенной примесью [9].

Эти данные позволяют построить модель образования впадины (грабена) и заполнения ее глубоководными вулкано-терригенными осадками в результате обрушения и погружения карбонатного шельфа (рис. 3). Поскольку в основании разреза на контакте глин и известняков отсутствуют грубообломочные образования, разрез, вероятно, соответствует удаленной от борта зоне впадины. Синхронные вулканокластические осадки (туфы) могли поступать из действующих вулканов центральной части рифтовой зоны.

Выявленные различия в фациальной позиции описанных разрезов свидетельствуют об их первоначальной удаленности друг от друга. Совмещение этих разрезов в субмеридиональном направлении могло произойти в результате сдвиговых смещений в позднепалеозойское [3] время или позднее. О субмеридиональных сдвиговых смещениях свидетельствует ромбовидная форма синклинальных структур, выполненных грубообломочными осадками среднего карбона, отчетливо проявленная на геологических картах. Реактивация палеозойских разломных зон на неотектоническом этапе способствовала формированию карстовых явлений, особенно на границах разнофациальных пород.

**Выводы.** Верхневизейско-серпуховские отложения в разрезе Верхняя Кардаиловка представляют собой последовательность осадков, сформировавшихся в обстановке погруженной (затопленной) карбонатной платформы (*drowned carbonate platform*). Погружение началось в конце жуковского (тульского) времени и связано с активизацией вулкано-тектонических процессов в Магнитогорско-Богдановском грабене, что совпало с глобальной поздневизейской трансгрессией. В серпуховское время при стабилизации тектонического режима в этой зоне грабена формировались относительно глубоководные гониатитовые фации известняков. Пестрая туфо-карбонатно-кремнисто-глинистая толща основания разреза в позднепалеозойское время испытала слабые деформации сдвигового характера, которые привели к развитию трещиноватости и мелкой приразломной складчатости. К этой зоне приурочены карстовые образования, вторичная гипсовая минерализация и асфальтоподобные проявления.

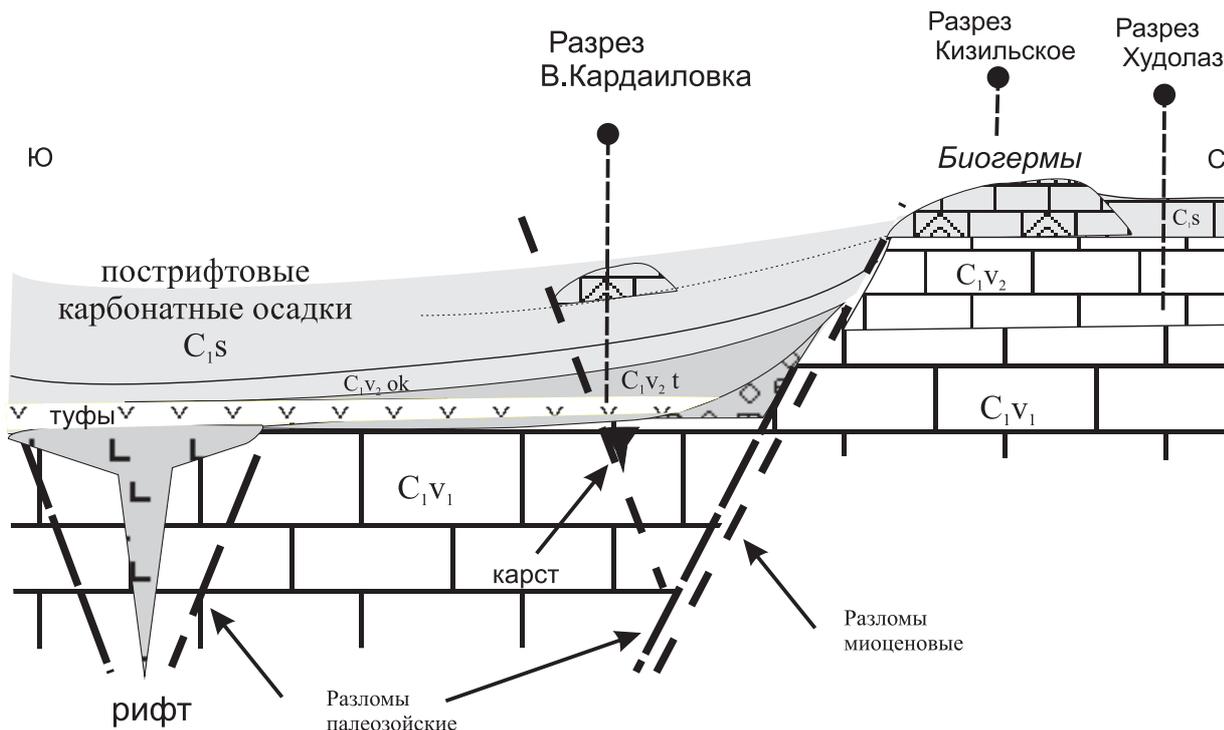


Рис. 3. Положение разреза Верхняя Кардаиловка на тектоно-седиментационной модели образования затопленной карбонатной платформы при активизации Магнитогорской грабен-рифтовой зоны в визейско-серпуховское время

Зона влияния тектонических нарушений находится стратиграфически ниже предлагаемой границы и не может сказаться на ее обосновании.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 10-05-01076.*

#### Литература:

1. Абдрахманов Р.Ф., Носарева С.П., Попов В.Г. Гидрогеологические особенности кизильской структурно-формационной зоны Южного Урала в связи с нефтегазоносностью // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсах. – 2011. – № 16. – С. 91–98.
2. Горожанина Е.Н., Пазухин В.Н., Горожанин В.М. Палеофациальная модель осадконакопления нижне-каменноугольных отложений на Южном Урале // Типовые разрезы карбона России и потенциальные глобальные стратотипы: Матер. междунар. полевого совещ. Уфа – Сибай, 13–18 авг. 2009 г. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. – С. 12–21.
3. Знаменский С.Е. Структурная эволюция Магнитогорской мегазоны (Южный Урал) в позднем палеозое // Докл. РАН. – 2008. – Т. 420, № 1. – С. 85–88.
4. Казанцева Т.Т., Казанцев Ю.В. Структурный фактор в теоретической геологии. – Уфа: Гилем, 2010. 325 с.
5. Карст Башкортостана / Р.Ф. Абдрахманов, В.И. Мартин, В.Г. Попов и др. – Уфа: Информреклама, 2002. – 355 с.
6. Копрова Н.А., Андреев В.Н., Ведунова Н.К. и др. Условия образования жильных месторождений асфальтита на территории Куйбышевской и Оренбургской областей. – Куйбышев, 1961. – 123 с. – (Тр. Куйбышевск. НИИ НП; Вып. 7).
7. Кулагина Е.И. Фораминиферовая последовательность в нижневизейских отложениях разреза Верхняя Кардаиловка на Южном Урале // Геологический сборник № 9 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2011. – С. 54–62.
8. Кулагина Е.И., Николаева С.В., Ричардс Б. и др. Геологический объект международного значения на Южном Урале // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Матер. VIII Межрег. геол. конф. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. – С. 30–34.
9. Пазухин В.Н., Горожанина Е.Н. Разрез «Верхняя Кардаиловка» // Путеводитель геологических экскурсий по карбону Урала. Южноуральская экскурсия / Под ред. Б.И. Чувашова; ИГиГ УрО РАН. – Екатеринбург, 2002. – Ч. 1. – С. 59–67.

10. Nikolaeva S.V., Kulagina E.I., Pazukhin V.N. et al. Paleontology and microfacies of the Serpukhovian in the Verkhnyaya Kardailovka section, south Urals, Russia: potential candidate for the GSSP for the Viséan-Serpukhovian boundary // Newsletters on Stratigraphy. — 2009. — No 43. — P. 165–193.

11. Nikolaeva S.V., Richards B.C., Kulagina E.I. et al. Summary of Research at the Verkhnyaya Kardailovka section (South Urals) — a candidate for the Viséan-Serpukhovian boundary GSSP // Programme & Abstracts: The XVII International Congress on the Carboniferous and Permian, July, 2011. / E. Håkansson, J.A. Trotter (eds.). — Pert, 2011. — P. 98.

12. Marino M., Santantonio M. Understanding the geological record of carbonate platform drawing across rifted Tethian margins: Examples from the Lower Jurassic of the Apennines and Sicily (Italy) // Sedimentary Geology. — 2010. — V. 225. — P. 116–137.

13. Richards B.C. & Task Group. The Viséan-Serpukhovian boundary: Summary of progress made during 2005 and plans for 2006 // Newsletter on Carboniferous Stratigraphy — 2006. — No 24. — P. 5–6.

## УРОВНИ ДЕНУДАЦИОННОЙ И ГОЛЬЦОВОЙ ПЛАНЦИИ В ГОРНОМ РЕЛЬЕФЕ БАШКИРСКОГО УРАЛА

*Н.В. Грановская*

*Южный федеральный университет, г. Ростов-на-Дону*

В рельефе горного Башкортостана распространены выровненные поверхности различного ранга и генезиса — уплощенные вершины хребтов, площадки у подножий и нагорные террасы на склонах гор, поверхности планации в межгорных понижениях. Информация о морфологии и генезисе данных элементов рельефа необходима для восстановления истории развития западного склона Южного Урала, выполнения тектонических реконструкций, определения перспективности рудоносной коры выветривания. При проведении геоморфологических исследований в этом регионе нами получены новые данные о существовании двух денудационных уровней, соответствующих поднятиям горной страны в олигоцене — миоцене, а также не менее четырех уровней гольцовой планации в кайнозое.

Несмотря на длительную геологическую историю изучения территории, проблемы, связанные с формированием предгорной лестницы, остаются не решенными до настоящего времени. Различные исследователи на Урале насчитывали до 7 выровненных поверхностей, по-разному трактуя их генезис. Так, В.А. Варсанюфьевой в 1932 г. был сделан вывод о том, что предгорная лестница Уральских гор формировалась за счет неравномерных поднятий в мезо-кайнозое. Причем реликты самой древней поверхности, соответствующие горным вершинам, отражают мезозойский уровень пенепленизации, а низкие выровненные поверхности имеют третичный возраст. С.Г. Боч, И.И. Краснов, Н.В. Башенина считали, что на склонах высоких гор сохранились реликты гольцовых террас, образованных за счет морозного выветривания, а плоские вершины этих гор являются самыми молодыми поверхностями рельефа.

Приведенные данные касались разных районов Урала, но горный рельеф Башкортостана долгое время оставался наименее изученным. Этот пробел был восполнен при ГДП-200 (с участием автора) Туканской площади, типичной для остаточных гор Южного Урала. Методика наших исследований основывалась на морфогенетическом анализе и концепции эволюции горных стран путем педиplanationи. Картированием элементарных форм рельефа установлены следующие закономерности.

В горной части Башкирского Урала преобладает структурно-денудационный и денудационный рельеф. Границы распространения структурно-денудационного рельефа совпадают с двумя крупными геологическими структурами Южного Урала — Зилаирским синклинорием и Башкирским антиклинорием.

*Рельеф, предопределенный структурой Зилаирского синклинория и глинисто-карбонатным составом пород, на Туканской площади представлен поверхностью Кагинской структурно-денудационной*

депрессии, имеющей полузамкнутую форму котловины (протяженностью около 30 км при ширине до 5 км), которая развивалась за счет параллельного отступления склонов возвышенностей при разрушении нестойких пород. Ее гипсометрическое положение (540–560 м) соответствует уровню неогеновой педипланиции. Выровненные денудационные поверхности палеогенового возраста являются более высокими ступенями, а седьмая терраса р. Белой расположена на уровень ниже (рис. 1). На реликтовых поверхностях дна Кагинской депрессии развиты красно-бурые глины, продукты химического выветривания, галька и валуны кварца.

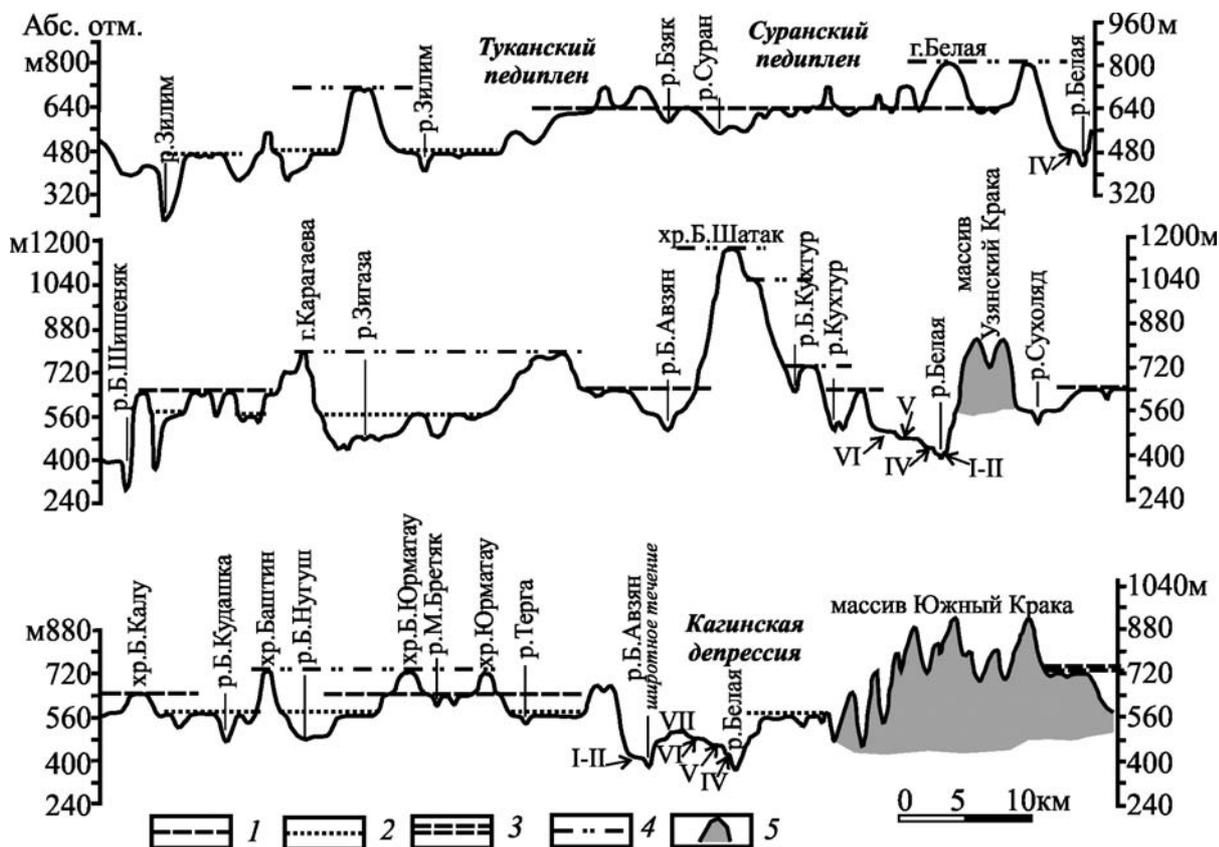


Рис. 1. Типовые субширотные профили горной части Башкирского Урала (на примере Туканской площади)

Условные обозначения: 1–3 — уровни денудационной планации (1 — домиоценовый, 2 — неогеновый, 3 — домиоценовый, приподнятый в четвертичное время); 4 — уровни гольцовой планации; 5 — неотектонические поднятия Кракинских массивов; I–VII — террасы р. Белой

Рельеф, предопределенный складчато-блоковой структурой Башкирского антиклинория и его обрамления, характеризуется остаточными хребтами, унаследованными от древнего тектонического рельефа. Основанием для этого является грядово-линейное расположение хребтов, согласное простираие их склонов, совпадающее в плане с очертаниями геологических структур, вершинные поверхности, сложенные устойчивыми к выветриванию породами. Основную часть рельефа (выше абс. отм. 640 м) занимают склоны, покрытые чехлом рыхлых отложений. Крутые склоны (с уклоном более 15°) сложены грубообломочными образованиями, более пологие — мелкообломочным материалом, покровными суглинками. Профиль склонов — вогнутый, что при наличии коренного уступа у вершины и педимента у подошвы свидетельствует о продолжающемся в голоцене процессе денудации и отступании склона. На педиментах наблюдаются олигоценые коры выветривания.

На склонах остаточных хребтов с абс. отм. более 800 м развиты нагорные (гольцовые) террасы. Они типичны для хребта Бол. Шатак, с локализацией на всех экспозициях склонов, за исключением южной (рис. 2). Современные гольцовые террасы, покрытые глыбовыми россыпями,

наблюдаются на высотах 1230–1240 м. Их тыловые швы ограничены крутыми склонами со свежими глыбовыми осыпями, которые окружают тумп с гольцовыми останцами (абс. отм. 1271 м). Тумп разрушен на большом протяжении хребта, и нагорные террасы противоположных склонов соединены, образуя уплощенную вершинную поверхность. Реликтовые террасы (шириной до нескольких сот метров, протяженностью до первых километров) встречаются на абс. отм. 1100–1080 м, 1000–1040 м, 920–880 м. Их поверхность задернована, покрыта мелкоземом с глыбами местных пород. Характерна приуроченность площадок к менее плотным породам.

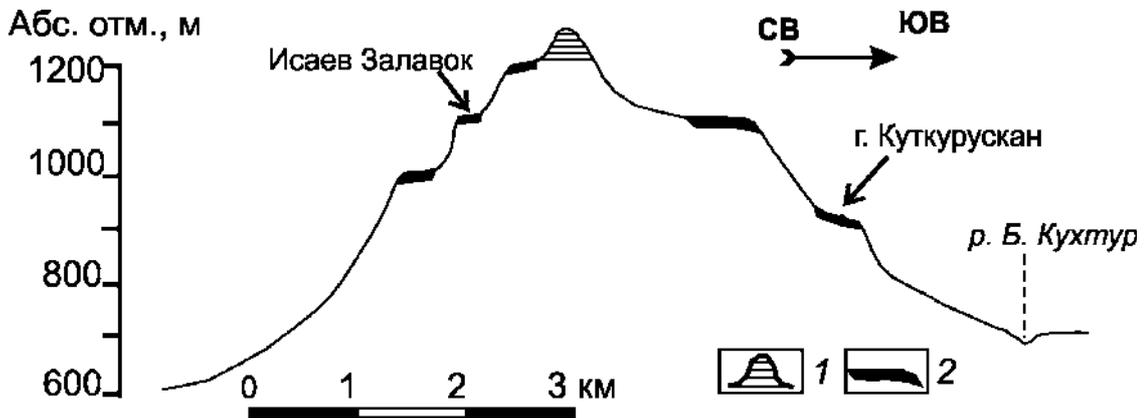


Рис. 2. Схема расположения гольцовых террас на поперечном профиле хребта Бол. Шатак

Условные обозначения: 1 — тумп (с абс. отм. 1271,7 м); 2 — гольцовые террасы

На гипсометрическом уровне — 800–900 м расположены также плоские вершины большинства остаточных хребтов площади, а также нагорные террасы других высоких гор — Бол. Калты, Акмурум, Карсарташ, что свидетельствует об их сходстве с реликтовыми гольцовыми поверхностями планации хребта Бол. Шатак.

Наиболее проявленные древние уровни гольцового выравнивания, вероятно, соответствуют четвертичным ледниковым эпохам. О горном оледенении высоких хребтов данной территории в неоплейстоцене свидетельствуют корытообразные *реликтовые троговые долины, кары, борозды и шрамы* на отполированных поверхностях скалистых останцов, *состав и огромные мощности, до 80 м, грубообломочных образований*, вскрытых скважинами на восточном склоне хр. Бол. Шатак; нижняя часть этих образований может являться остатками морены горного оледенения.

Денудационный рельеф на изученной территории представлен элементарными поверхностями, формировавшимися за счет длительной денудации и эрозии.

*Рельеф, созданный при параллельном отступании склонов под действием комплекса денудационных процессов*, включает *педименты и педилены*. Они характеризуют наиболее древний сохранившийся базис денудации. К педиментам верхнего яруса относятся широкие скаты у основания склонов остаточных хребтов, которые фиксируются площадной корой химического выветривания. Их отметки (600–640 м) выше уровня седьмой террасы р. Белой на 80–100 м. При слиянии педиментов противоположных склонов хребтов образовывались древние межгорные понижения с выровненными днищами, реликты которых наблюдаются в современном рельефе в виде платообразных возвышенностей и плоских водоразделов на гипсометрическом уровне, близком к педиментам. Широкие (10–15 км) и протяженные (более 25 км) выровненные пространства образуют *педилены* (Туканский, Суранский и др.). С учетом общей истории континентального развития территории и климата, наиболее вероятно, что сохранившиеся в верхнем ярусе поверхности денудационной планации формировались в олигоцене.

*Рельеф, созданный денудацией и переработанный эрозионными процессами*, представлен новой ступенью педиментов, расположенной ниже поверхности педиplanationи верхнего яруса, но выше седьмой террасы р. Белой, что позволило предположить неогеновый возраст нового денудацион-

ного уровня. *Педименты среднего яруса* прослеживаются в виде слабо наклоненных скатов преимущественно на гипсометрическом уровне около 540–560 м, а для северо-западной и южной частей площади этот уровень ниже (до 480 м). Их очертания в плане унаследованы от выработанных до-неогеновых межгорных понижений, но они отличаются полузамкнутой формой, протяженностью 20–50 км, шириной 2–10 км. Данные поверхности расчленены речной и овражно-балочной сетью. Распространены коры выветривания (часто линейные и рудоносные), перекрытые красноцветными глинами и суглинками.

Полученные геоморфологические данные о генезисе и уровне поверхностей планации необходимо учитывать при минерагенических исследованиях, так как от этого зависит выбор рудо-контролирующих факторов, различающихся для месторождений бурых железняков и минеральных пигментов, каолиновых, марганцевоносных и золотоносных кор выветривания.

## ВЕРХНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮЖНОУРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

*Г.А. Данукалова, Е.М. Осипова*  
*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа*

В 2007 г. РМСК по центру и югу Русской платформы и МСК России [2] утвердили Уточненную региональную стратиграфическую схему четвертичных отложений Южноуральского региона [1] (табл. 1).

Особенности строения верхнеоплейстоценовых отложений на территории региона показаны в таблице 2.

Таблица 1

### Стратиграфическая схема верхнего неоплейстоцена Южноуральского региона и корреляция с другими территориями

Общая стратиграфическая шкала [7]			Морские изотопные стадии	Стратиграфическая схема России [4]			Южноуральский регион [1, 6] Рубежи, тыс. лет		Европейская Россия [5]		Урал [3]		Нижневожжский регион [5]		Нидерланды [8]				
Система	Серия	Подсерия, стадия		Надраздел	Раздел	Звено	Надгоризонт	Горизонт	Надгоризонт	Горизонт	Надгоризонт	Горизонт	Горизонт		Горизонт				
Четвертичная	Плейстоцен	Верхний	Плейстоцен	Неоплейстоцен	Верхний	Валдайский	Кудашевский	10	Валдайский	Осташковский	Североуральский	Полярно-уральский	Хвалынский	Сарнинский	Вейхель	Верхний			
							Табудинский	24									Калининский	Невьянский	Терешкинский
							Сайгатский (Нурлинская свита)	57											
						Кушнарниковский	127	Черемшанский	Стрелецкий	Хазарский	Верхний	Дем							
						Микудинский	127												





**Литература:**

1. Данукалова Г.А. Уточненная региональная стратиграфическая схема квартера Предуралья и основные события на территории Южно-Уральского региона // Стратиграфия. Геологическая корреляция. — 2010. — Т. 18, № 3. С. 1–18.
2. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. — Вып. 38. — 131 с.
3. Стефановский В.В. Схема стратиграфии четвертичных отложений Урала: Объяснительная записка. — Екатеринбург, 1997. — С. 97–139.
4. Стратиграфический кодекс России / *Отв. ред. А.И. Жамойда*. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. — 96 с.
5. Шик С.М. О проекте уточненной стратиграфической шкалы неоплейстоцена и голоцена центра Европейской России // Квартер во всем его разнообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода (Апатиты, 12–17 сент. 2011 г.) / Российская АН. Отделение наук о Земле. Комиссия по изучению четвертичного периода. Кольский науч. центр. Геологический ин-т. — Апатиты, СПб, 2011. — Т. 2. — С. 317–320.
6. Яхимович В.Л., Немкова В.К., Сиднев А.В. и др. Плейстоцен Предуралья. — М.: Наука, 1987. — 113 с
7. Gibbard P.L., Cohen K.M. Global Chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years // Episodes. — 2008. — 31 (2). — P. 243–247.
8. Zagwijn W.H. Borders and boundaries: a century of stratigraphical research in the Tegelen-Reuver area of Limburg (The Netherlands) // Volume of Abstracts of the INQUA-SEQS Conference «The dawn of the Quaternary», 16–21 June 1996. — P. 2–9.

## СТРАТИГРАФИЯ ГОЛОЦЕНА ЮЖНОУРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

*Г.А. Данукалова, Е.М. Осипова*  
*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа*

Стратиграфическое изучение голоценовых отложений на территории Южного Предуралья, Урала и Зауралья проводится с середины XX века при проведении геологических съемок и тематических академических работ.

Первая схема для голоцена была составлена В.К. Немковой и В.Л. Яхимович в 1976 г. В ней изменения растительности были сопоставлены с климатическими периодами шкалы Блитта-Сернандера, археологическими и фаунистическими данными.

В 2009 году коллектив Лаборатории геологии кайнозоя Института геологии УНЦ РАН представил стратиграфическое деление голоцена Южноуральского региона на рассмотрение в РМСК по центру и югу Русской платформы [1] (табл. 1, 2). Опорными для подразделений агидельского горизонта, отвечающего голоцену, предложены следующие разрезы:

Нижний подгоризонт: стратотип — Муллино II [4, 5, 6, 11], парастратотип — пещера Байслан-Таш [16];

Средний подгоризонт: стратотип — Ишкарово [5, 12], парастратотипы — Калиновка I [13], Старые Киешки I [2] и Утеймуллино I [3];

Верхний подгоризонт: стратотип — Зоренька [13]; парастратотип — Утеймуллино I [3].

Материалы после обсуждения были поддержаны и переданы на рассмотрение в Межведомственный Стратиграфический Комитет России. Весной 2012 г. комиссия по четвертичной системе и МСК России утвердили стратиграфические подразделения для голоцена Южного Предуралья — региональный горизонт с названием Агидельский и его деление на три подгоризонта. Стратотипом горизонта утвержден разрез Старые Киешки I.

Таблица 1

**Стратиграфическая схема голоцена Южноуральского региона  
и корреляция с другими регионами**

Общая стратиграфическая шкала [14, 15]			Морская изотопная стадия	Стратиграфическая шкала России [9]			Южноуральский регион [1]; Рубежи, тыс. лет	Европейская Россия [7, 10]	Урал [8]	Нидерланды [17]	Климатические периоды голоцена (по Блитту-Сериандеру)	
Система	Серия	Подсерия, стадия		Надраздел	Раздел	Звено						Горизонт
Четвертичная	Голоцен	Верхний	I	Голоцен	Голоцен	Верхний	Агидельский	Верхний	Голоцен	Голоцен	Субатлантик	
		Средний									Средний	Суббореал Атлантик
		Нижний									Нижний	Бореал Пребореал
							Верхний 2,6 – ныне	Верхний				
							Средний 8 – 2,6	Средний				
							Нижний 10 – 8	Нижний				

**Литература:**

1. Данукалова Г.А. Уточненная региональная стратиграфическая схема квартера Предуралья и основные события на территории Южно-Уральского региона // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2010. – Т. 18, № 3. – С. 1–18.
2. Данукалова Г.А., Лаптева Е.Г., Корона М. Парастратотип среднего голоцена местонахождение Старые Кишки и его палеоботаническая характеристика (Южное Предуралье) // Квартер во всем его разнообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода (Апатиты, 12–17 сент. 2011 г.) / Российская АН. Отделение наук о Земле. Комиссия по изучению четвертичного периода. Кольский науч. центр. Геологический ин-т. – Апатиты, СПб, 2011. – Т. 1. – С. 150–153.
3. Данукалова Г.А., Яковлев А.Г., Алимбекова Л.И., Морозова Е.М. Новые местонахождения квартера Южного Предуралья (Утеймуллино I, II, III) // Геологический сборник № 6 / Российская АН. Уфимский науч. центр. Ин-т геологии. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2007. – С. 40–54.
4. Матюшин Г.Н., Немкова В.К., Яхимович В.Л. Радиоуглеродная хронология и периодизация мезолита и более молодых культур Предуралья, Южного Урала и Нижнего Прикамья // Актуальные вопросы современной геохронологии. – М.: Наука, 1976. – С. 244–258.
5. Немкова В.К. История растительности Предуралья за поздне- и послеледниковое время // Актуальные вопросы современной геохронологии. – М.: Наука, 1976. – С. 259–275.
6. Немкова В.К. Стратиграфия поздне- и послеледниковых отложений Предуралья // К истории позднего плейстоцена и голоцена Южного Урала и Предуралья. – Уфа: БФАН СССР, 1978. – С. 4–45.
7. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. – Вып. 38. – 131 с.
8. Стефановский В.В. Схема стратиграфии четвертичных отложений Урала: Объяснительная записка. – Екатеринбург, 1997. – С. 97–139.
9. Стратиграфический кодекс России / Отв. ред. А.И. Жамойда. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. – 96 с.

Особенности строения отложений голоцена

Подгоризонты	1. Юго-восток Русской платформы (структурно-фациальная зона)					
	Бугульмино-Белебеевская возвышенность (Общий Сырт (вост. часть))	Бассейн р. Белая			Уфимское плато	
	Долины рек Ик Дема (верховья)	Высокое левобережье р. Белая	Долина р. Белая от г. Уфа до устья	Высокое правобережье р. Белая	Долина р. Уфа	Заповед-...
	1	2	3	4	5	6а
<b>Верхний</b>	<p>Почва черная зернистая, пахотный слой (черноземы выщелоченные)</p> <p>Торф (Курятмазово) 0.3 м СР ЧС</p> <p>Почва черная (Муллино II, Октябрьский, Тюлянь) 0.25-0.4 м СП</p>	<p>Высокая пойма. Развита только в долинах крупных рек. Крутые берега (Сюнь I, Севады, Нур) 0.2 м СП</p> <p>Все террасы. Почва черная, зернистая (Сюнь I, Севады, Нур) 0.2 м СП</p>	<p>Высокая пойма</p> <p>Чередование аллювиального песка и песчанистой почвы (наилок) База Сюнь II, Тюряшево 0.35-1.47 м, СП</p> <p>Торф (Ишкарово) 1.3 м ЧС СП</p>	<p>III нпт (верх)</p> <p>Почва темно-серая, черная, иногда с галькой (пахотный слой) (Рухаево, Ипелнь I-IV, Биктимировское городище, Всеволожское) 0.2-0.8 м СП</p> <p>II нпт (верх)</p> <p>Почва песчанистая, супесь. Торф (Юкаликуль, Ст. Киешки I), 0.3-1.2 м ЧС СП</p>	<p>Высокая пойма</p> <p>Почва 0.2 м супглинок 0.4 м почва 0.2 м Утяганово 0.8 м СП</p>	<p>Долина р. Уфа</p> <p>Высокая пойма. Галечники, песок, илы До 10 м</p>
<b>Средний</b>	<p>др 0.6 м СП</p> <p>Торф (Таллыкулево, Курятмазово) 0.25-1.25 м ЧС СП</p> <p>Торф (Таллыкулево) 1.10 м СП</p> <p>Торф (Тюлянь) 1.15 м СП</p>	<p>Озерный супглинок (Муллино II, Октябрьский, Тюлянь) 1.25-1.6 м М СП А</p> <p>Озерная супглинока глинистая, аллювиальный песок (Муллино II, Тюлянь) 1.85 м ЧС СП А</p> <p>Аллювиальные глина галечники (Муллино II, Тюлянь) Вскрытая мощ. 1 м СП</p>	<p>Песок (Сюнь I) 0.4 м СП</p> <p>Сугглинок (Сюнь I) 0.5 м СП</p> <p>Сугглинок с раст. остатками (Ишкарово) 1.6 м ЧС СП</p> <p>Озерный супглинок (Ишкарово) 0.3 м СП</p> <p>Аллювиальный песок (Ишкарово, Кува, Искра, Идияш, Чермасан, База, Сюнь) Видим мощ. 0.3-3.6 м СП</p>	<p>Почва черная с линзами торфа База, Сюнь Тюряшево, Килеево, Илюково 0.5-0.7 м ЧС СП А</p> <p>Переслаивание супглинка темно-коричневого и супеси желто-коричневой с линзами гесса База Сюнь 197 м ЧС СП</p> <p>Сугглинок серый (культурный слой) (Биктимировское городище) 1.7 м. ММ М СП А</p> <p>Торф, иногда глинистый, глина черная вязкая (Ст. Киешки I, Юкаликуль, Новосултанбеково, Абуллинго, Кушаренково) 0.7-3.1 м ЧС СП</p> <p>Переслаивание известкового туфа озерного иловатого супглинка фрагментов почвы (Ишбулатово, Новосултанбеково) 2.6 м СП С</p>	<p>Сугглинок, почва. Утяганово 0.8 м ЧС СП</p> <p>Озерный иловатый супглинок. Утяганово 1.3 м ЧС СП</p>	<p>Низкая пойма. Галечники, песок, илы. До 5-7 м</p> <p>Низкая пойма. Галечники, песок, илы</p> <p>Почва, найпок (Новоудашево), 2.2 м.</p>
<b>Нижний</b>	<p>Озерная глина (Таллыкулево) Вскрытая мощ. 0.2 м СП</p> <p>Озерная супглинока глинистая, аллювиальный песок (Муллино II, Тюлянь) 1.85 м ЧС СП А</p> <p>Аллювиальные глина галечники (Муллино II, Тюлянь) Вскрытая мощ. 1 м СП</p>	<p>Средний-верхний неоплейстоцен. Неоген. Верхняя пермь</p>	<p>III нпт (верх). Водоразделы. Почва черная, пахотный слой (черноземы выщелоченные). Базитмаж.</p> <p>Средний-верхний неоплейстоцен. Зоплейстоцен. Верхняя пермь</p>	<p>Почва темно-серая (Биктимировское городище) 0.3 м. СП</p> <p>I нпт (верх). Почва темно-серая, черная, иногда с галькой (Ипелнь I-IV, Горнова I, Ст. Киешки I, Ст. Киешки II, Кабаново) 0.2-0.8 м. СП. А</p> <p>Торф (Абуллинго), 1.8 м. ЧС СП</p> <p>Озерный супглинок (Юкаликуль, Ст. Киешки), 0.7-1.8 м. СП</p> <p>Почва, озерный, иловатый супглинок, песок мелководный, озерный супглинок, галечник (Ишбулатово, Ипелнь I-IV), 3.2 м СП, ПК ЧС</p>	<p>Озерная глина иловатая желваковая. Утяганово 1.5 м СП</p> <p>Озерная глина иловатая, почва. Утяганово Видимая мощ. 1 м СП</p>	<p>Водоразделы. Почва черная, пахотный слой (черноземы выщелоченные). Базитмаж.</p> <p>Высокая пойма. Аллювиальные галечно-равнинные породы с песчаным заполнителем, супглинки с щебнем известняков. До 10 м</p> <p>Низкая пойма. Аллювиальные песчаные, глинистые породы супеси, супеси с галечниками, супесчаные выщелоченные щебня известняков, 1-5 м. Букотенные отложения илы, торф (глины, 2-3 м)</p> <p>Водоразделы. I нпт (верх). Современная почва (Мингаларово) (0.2-0.4 м), элювиально-делювиальные отложения, коллоиды (до 3.5 м). Супглинки супеси, щебень Р7 пород.</p>
<p>Неоплейстоцен. Зоплейстоцен. Неоген. Верхняя пермь</p>	<p>Средний-верхний неоплейстоцен. Неоген. Верхняя пермь</p>	<p>Нижний-верхний неоплейстоцен. Зоплейстоцен. Верхняя пермь</p>	<p>Верхний неоплейстоцен. Зоплейстоцен. Неоген. Верхняя пермь</p>	<p>Средний-верхний неоплейстоцен. Неоген. Верхняя пермь</p>	<p>Верхний неоплейстоцен. Плиоцен? Верхняя пермь</p>	

Условные обозначения: СП - споры и пыльца; А - артефакты; ЧС - радиоуглеродные даты; ПК - палеокарпологические остатки; О - остракоды; М - моллюски; ММ - мелкие млекопитающие; КМ - крупные млекопитающие; Н - насекомые. I нпт - I надпойменная терраса; II нпт - II надпойменная терраса; III нпт - III надпойменная терраса; ПЗ - породы палеозоя; РТ - породы протерозоя.

Таблица 2

на территории Южноуральского региона

II. Предуральская структурно-фациальная зона				III. Уральская структурно-фациальная зона		IV. Зауралтауская структурно-фациальная зона		
Бассейн рек Юрюзань Ай (56-55 N)		Бассейн р. Белая (в том числе высокие право- и левобережья) (55-53 N)		Бассейн рек Сакмара, Урал (53-52 30 N)	Междуречья	Бассейн р. Уй, Сакмара, Урал от верховьев до г. Кувандык	Междуречья	
7		8		9	10	11	12	
Высокая пойма		Низкая пойма		Высокая пойма (верх)	Низкая пойма	Высокая пойма	Элювиально-делювиальные рыхлые отложения лещер (суглинок с обломками пород)	
<p>Чередование почвы черной и супеси серовато-коричневой (Аркаулово) 1.3 м</p> <p>КМ СП ПК °С</p>		<p>Пойменный и русловой аллювий суглинка, песчаногравийные отложения до 3 м</p> <p>Озерно-болотные отложения. Иловатые глины серые и зеленовато-серые с прослойками и линзами песка, с щебнем и гальками, с прослоями торфа до 1.5 м (с. Озеро, дд. Карагулево, Аричево, Мархамулово, Буранчино), ок. 5-8 м</p> <p>III нпт (верх). Почва черноземная (Утеймуллино II, Климовка II, Красный Яр II, Карламан II, Карламан I, Карламан I), почва (Климовка I) до 2 м СП М °С</p>		<p>Супеси и алевроитистые пески с прослойками почвы и гравия. Песчаные косы, пляжи и отмели 1-1.5 м</p> <p>Озерно-болотные отложения 3.65 м</p>	<p>Пойменная фация: суглинка и супеси с прослоями погребенных почв.</p> <p>Русловая и пойменная фации 3-12 м</p>	<p>Суглинка, супеси, щебень дресва 2.5 м до 1.5 м</p> <p>Современные почвы, элювиально-элювиальные, хемогенные и др. отложения до 15 м</p>	<p>Почва серая песчаная или наилок (Калиновка I, Серая Кутанова) до 0.26 м СП</p> <p>Почва серая песчаная, суглинок, глина почва глина (Зоренька, Верхняя Лемеза), 2 м СП °С</p> <p>Нижняя пойма. Валунно-галечник ок. 2 м (?)</p>	<p>Байслан-Таш, Грот Археологов, Азан-Таш, Лемеза I-IV, Усть-Атыш, Атыш I, Нукагская, Ташмурун до 1.35 м</p> <p>КМ ММ М СП °С А</p>
<p>III нпт (верх). Почва черноземная (Новобелокатай) 0.25-0.3 м. СП</p> <p>Старичный суглинок коричневатосерый, песок мелкозернистый, глина синевато-серая (Аркаулово) 0.8 м</p> <p>СП</p>		<p>Чередование почвы, торфа, аллювиального алевроита, супеси, глин (Утеймуллино I, Карламан I), почва (Климовка I) до 1.6 м СП М °С</p> <p>Галечник (Карламан I) до 1.2 м СП М</p>		<p>Высокая пойма (низ).</p> <p>Русловная фация: пески, гравий и галька (р. Урал, Сакмара, р. Б. Ик, Буртя).</p> <p>от 2.4 до 12 м</p>	<p>III нпт (верх). Почва черная (Юмагузино, Худайбардино, Назарбулово, Петропавловское, Басурмановка, Басурмановка, Калининка II), 0.2-0.8 м. СП</p> <p>III нпт (верх). Почва черная песчанистая с мелкой галькой (Нижнебукизино, Басурмановка, Калининка II), 0.2-0.8 м. СП</p> <p>Валунно-галечник (Серая Кутанова), до 1 м</p> <p>Галечник (Зоренька, Верхняя Лемеза), до 0.5 м</p>	<p>Почва серая песчаная или наилок (Калиновка I, Серая Кутанова) до 0.26 м СП</p> <p>Почва серая песчаная, суглинок, глина почва глина (Зоренька, Верхняя Лемеза), 2 м СП °С</p> <p>Нижняя пойма. Валунно-галечник ок. 2 м (?)</p>	<p>Элювиально-делювиальные рыхлые отложения лещер (суглинок с обломками пород)</p> <p>Байслан-Таш, Максикотоский, Грот, Курмаш 4, Лемеза II, Устиново 0.9 м</p> <p>КМ ММ М СП °С А</p>	
<p>Плейстоцен</p> <p>Неоген? Палеозой</p>		<p>Плейстоцен</p> <p>Неоген Палеозой</p>		<p>Плейстоцен</p> <p>Неоген Палеозой</p>	<p>PZ</p> <p>PT</p>	<p>Плейстоцен</p> <p>Палеозой</p>	<p>Плейстоцен</p> <p>Палеозой</p>	

Условные обозначения: - Эрозийная поверхность; - Отложения отсутствуют; - Границы между отложениями

10. Шик С.М. О проекте уточненной стратиграфической шкалы неоплейстоцена и голоцена центра Европейской России // Квартер во всем его разнообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода (Апатиты, 12–17 сент. 2011 г.) / Российская АН. Отделение наук о Земле. Комиссия по изучению четвертичного периода. Кольский науч. центр. Геологический ин-т. – Апатиты, СПб, 2011. – Т. 2. – С. 317–320.
11. Шокуров А.П., Киктенко С.И. Стоянка Муллино-2 // К истории позднего плейстоцена и голоцена Южного Урала и Предуралья. – Уфа: БФАН СССР, 1978. – С. 123–150.
12. Яхимович В.Л. Кайнозой Башкирского Предуралья. – Уфа: БФАН СССР, 1958. – Т. 2, ч. 2: Четвертичные отложения низких террас рек Башкирского Предуралья (стратиграфия). – 172 с.
13. Danukalova G., Yakovlev A., Alimbekova L. et al. Biostratigraphy of the Upper Pleistocene (Upper Neopleistocene)–Holocene deposits of the Lemeza River valley of the Southern Urals region (Russia) // Quaternary International. – 2008. – V. 190, Is. 1. – P. 38–57.
14. Gibbard P.L., Cohen K.M. Global Chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years // Episodes. – 2008. – 31 (2). – P. 243–247.
15. Ravazzi C. An overview of the Quaternary continental stratigraphic units based on biological and climatic events in Italy // II Quaternario. – 2004. – 16 (1 Bis). – P. 11–13.
16. Yakovlev A., Danukalova G., Kosintsev P. et al. Biostratigraphy of the Late Palaeolithic site of «Bajslan-Tash cave» (the Southern Urals) // Quaternary International. – 2006. – V. 149, Is. 1. – P. 115–121.
17. Zagwijn W.H. Borders and boundaries: a century of stratigraphical research in the Tegelen-Reuver area of Limburg (The Netherlands) // Volume of Abstracts of the INQUA-SEQS Conference «The dawn of the Quaternary», 16–21 June 1996. – P. 2–9.

## К СРАВНИТЕЛЬНОМУ АНАЛИЗУ СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ ЮЖНОГО УРАЛА И СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

*Т.Т. Казанцева*

*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа*

Давно обращала на себя внимание одна из интригующих особенностей тектонического районирования Кавказа, которая заключается в сочетании структурно-формационной зональности широтного (альпийского) направления с уверенно просматривающейся в домезозойских образованиях зональностью меридиональной направленности. Потому в каждой широтной зоне выделяются меридиональные секторы: западный, центральный и восточный. Палеозойские и допалеозойские образования, слагающие преимущественно центральные секторы, объединены **Транскавказской меридиональной тектонической зоной** [10], Транскавказским поперечным поднятием по исследованиям фиксистской направленности, Кавказско-Сирийским синтаксисом [3] и проч.

В составе меридиональной зоны, к югу от Минераловодского выступа, располагается Лабино-Малкинский тектонический блок, палеозой которого представлен двумя структурно-формационными единицами: *Бечасынской* (на севере) и *Передового хребта* (на юге). Между ними находится Северный разлом, сопровождающийся мощными зонами меланжа и олистостром. Это *Северный тектонический шов*. К югу от Передового хребта известен также мощный тектонический шов, который называется *Пшекиш-Тырныаузским*. Он разграничивает Передовой и *Главный* хребты. Характеризуется сложным строением и составом. Главный хребет с юга граничит с флишевой зоной *Южного склона Большого Кавказа по Главному Кавказскому разлому (надвигу)* (рис. 1).

Согласно современным представлениям каждая из перечисленных структурных единиц характеризуется индивидуальным формационным составом и пластинчато-надвиговым (аллохтонным) строением. Разделяющие их тектонические швы представляют собой линейные зоны

значительной ширины, насыщенные множеством разрывных структур горизонтального сжатия, как надвигового, так и сдвигового характера, определяющих их сложно-блоковое строение. В составе таких швов присутствуют интенсивно-дислоцированные блоки из формационных комплексов соседних структур с большим участием формаций деформационных периодов (меланжа и олистостром).

Заявленная в заглавии статьи тематика будет рассмотрена на сравнении основных особенностей геологии Бечасынской зоны С. Кавказа и Зилаирского синклинория Ю. Урала.

**Бечасынская зона** сложена метаморфическими породами протерозоя и нижнего палеозоя. В южной части ее развиты сланцы чегемской свиты, а в северной — хасаутской. По Е.В. Хаину [11], эта зона представлена следующим разрезом. Основание Бечасынской зоны, сложенное палеозойскими и докембрийскими отложениями, выступает из под мезозойских пород в Хасаутском антиклинории и по долине р. Малка. Это метаморфические сланцы верхнедокембрийской хасаутской серии, на которую через базальные конгломераты налегает мощная (более 1500 м) толща аркозовых

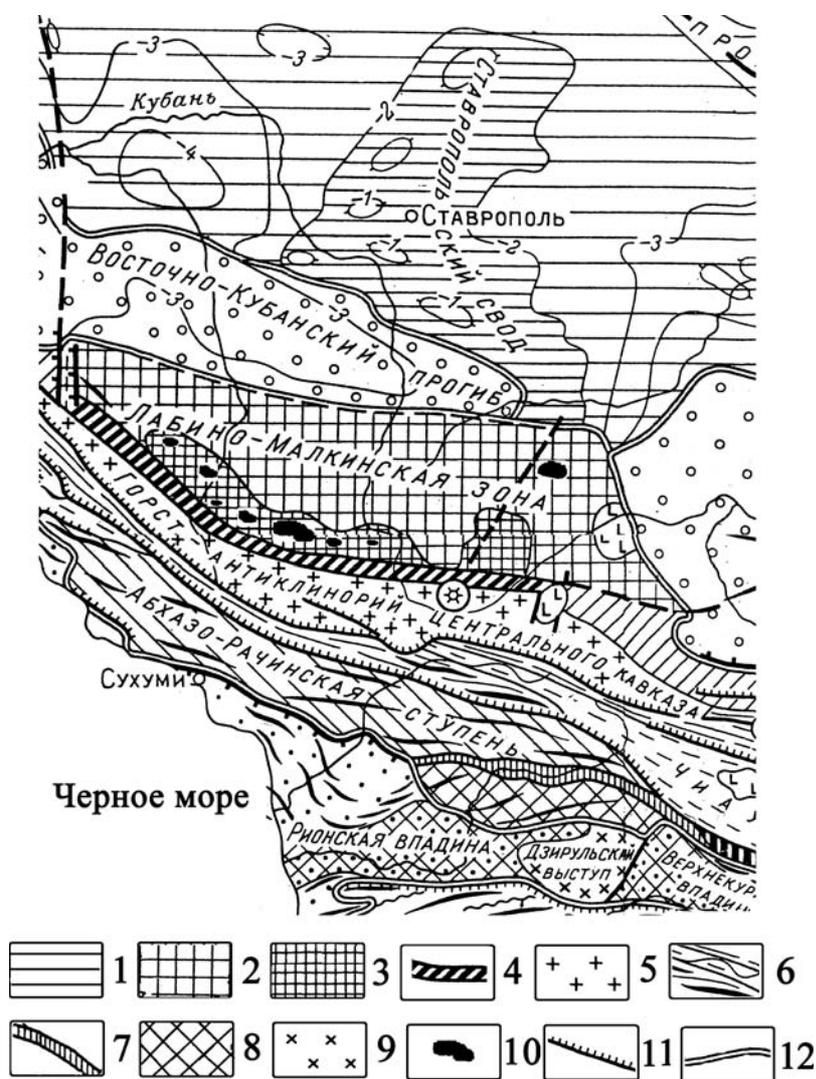


Рис. 1. Выкопировка из схематической тектонической карты Кавказской складчатой области Е.Е. Милановского [8]

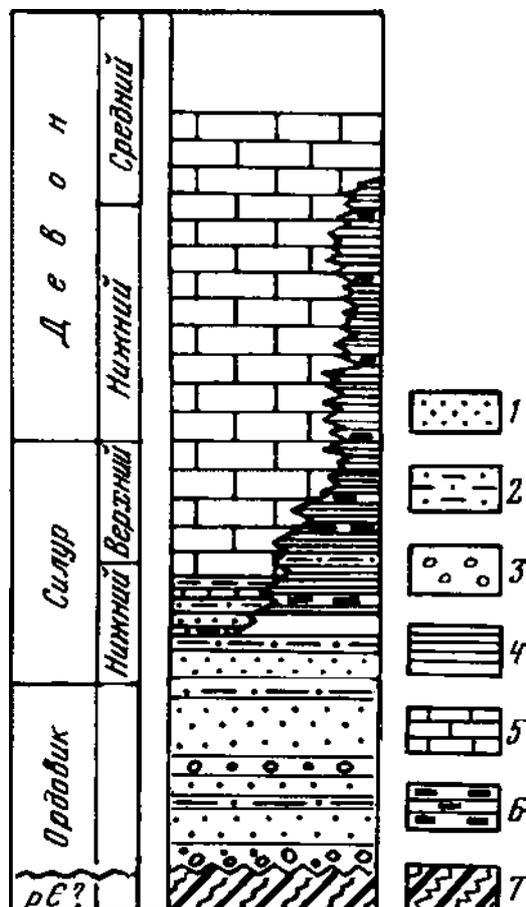
**Условные обозначения:** 1 — Ставропольский свод; 2 — Лабино-Малкинский блок с Бечасынской зоной (юра, палеозой); 3 — палеозой Передового хребта; 4 — Тырнауз-Пшекишская шовная зона (палеозой, юра); 5 — Главный хребет Центрального Кавказа (метаморфиты протерозоя, палеозой и герцинские граниты); 6 — интенсивно смятая зона Южного склона Б. Кавказа (сланцевый палеозой и мезо-кайнозой); 7 — Кахетино-Лечхумская шовная зона; 8 — выступ кристаллического фундамента Грузинского массива; 9 — Дзирульский массив (протерозой, палеозой); 10 — крупные гипербазитовые тела; 11 — пологие надвиги и аллохтонные пластины; 12 — границы главнейших тектонических зон

песчаников и гравелитов урлешской свиты кембрийского возраста. На урлешской свите рассматриваемой зоны располагается толща филлитов и известняков позднесилурийского возраста, мощностью близкой к 1000 м.

Д.С. Кизевальтером урлешская свита относилась к силуру. По его мнению, силурийские отложения в бассейне среднего течения р. Малка делятся на две согласно залегающие свиты. Нижняя — урлешская — сложена розовыми и зеленоватыми песчаниками аркозового состава, верхняя — лахранская — состоит из аргиллитов и филлитов в нижней части и пачки известняков (более 160 м) — в верхней. Д.С. Кизевальтер относил лахранскую свиту к верхам верхнего силура и указывал на постепенный переход между упомянутыми свитами.

Л.Д. Чегодаев контакт между карбонатной толщей лахранской свиты и породами урлешской свиты считал нормальным стратиграфическим. На контакте располагается 2–3-метровая пачка алеврито-глинистых сланцев с прослоями песчаников, которая в литологическом отношении более близка к урлешской свите и может рассматриваться как верхняя часть последней. В этой пачке им найден комплекс граптолитов, указывающий на поздневенлокский возраст. Учитывая возраст граптолитов, располагающихся в верхней части свиты, и большую видимую мощность свиты (более 1500 м), возраст ее Л.Д. Чегодаев считал ордовикско-раннесилурийским. Видимо, не случайно Н.В. Короновский и А.А. Белов [7] главными среди нерешенных вопросов стратиграфии Бечасынской зоны считали проблемы возраста урлешской свиты, а также хасаутской и чегемской серий (докембрий или палеозой). С нашей точки зрения, имеющиеся материалы указывают на ордовикский возраст урлешской свиты, которая с резким угловым несогласием налегает на хасаутские докембрийские метаморфиты. Это тем более вероятно, так как на урлешской свите располагается мощная толща филлитов и известняков позднесилурийского возраста, нарастающая терригенно-карбонатным девонем (рис. 2).

Такой разрез Бечасынской зоны хорошо согласуется со стратиграфической колонкой Зилаирского синклиория на Ю. Урале, что отражено рисунком 3.



В северной центриклинали Зилаирской структуры мы детально изучили разрез палеозойских отложений миогеосинклинального (субплатформенного) типа от докембрия до нижнего карбона включительно. На различных по возрасту толщах рифея и венда, слагающих восточную часть Башкирского антиклинория, с глубоким размывом и резким угловым несогласием залегают отложения среднего — верхнего ордовика. В правом борту р. Белой против северной окраины д. Набиулдино конгломераты ордовика контактируют с сильно дислоцированными породами ашинской свиты венда. В 1,5 км севернее д. Каги на правом берегу р. Белой наблюдается непосредственный контакт спокойно залегающего, хорошо выдержанного пласта конгломератов ордовика со сланцами инзерской свиты верхнего рифея. Сланцы интенсивно дислоцированы, в них наблюдается мелкая плейчатая складчатость, непосредственно примыкающая к пласту ордовика. Конгломераты ордовика постепенно

Рис. 2. Стратиграфическая колонка нижнепалеозойских отложений Бечасынской зоны. По Л.Д. Чегодаеву [11]

Условные обозначения: 1 — аркозовые песчаники; 2 — алевролиты; 3 — конгломераты; 4 — глинистые и алевритовые сланцы; 5 — известняки; 6 — кремни; 7 — метаморфические сланцы хасаутской серии

Рис. 3. Стратиграфическая колонка Зилаирского синклиория. По Т.Т. Казанцевой [1987]

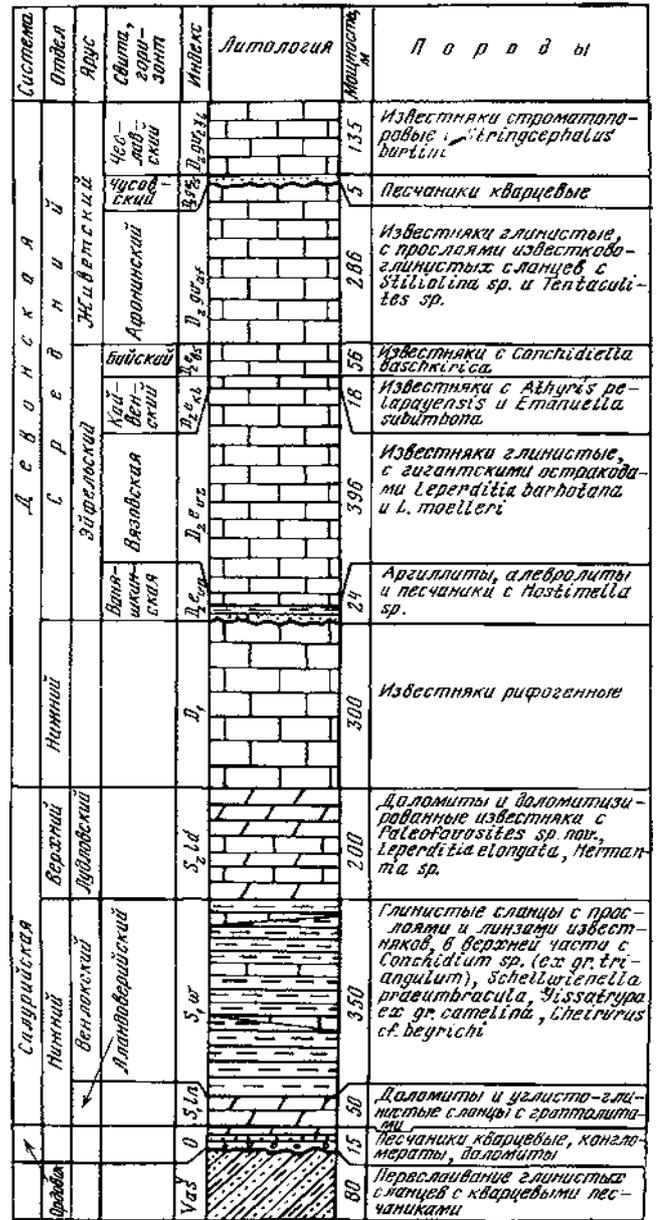
переходят в кварцитовидные песчаники, наращающиеся терригенно-карбонатными слоями нижнего силура (лландверийский ярус), затем мощной толщей сланцев венлокского яруса. Верхняя часть силура, нижний и средний девон представлены хорошо обнаженными, преимущественно карбонатными породами с богатой руководящей фауной. На левом берегу р. Кутуйки в 8,5 км севернее с. Узян тот же пласт конгломерата лежит на слюдяных сланцах зигазино-комаровской свиты верхнего рифея. Весьма четкое угловое и азимутальное несогласие между ордовикскими и подстилающими породами можно наблюдать в верхнем широтном течении р. Белой на крыльях крупной Кургасской антиклинали допалеозойского возраста. Здесь пласты ордовика перекрывают ожелезненные глинистые сланцы и алевролиты юшинской свиты среднего рифея либо кварциты зигальгинской свиты.

Как видим, вполне удовлетворительная аналогия наблюдается в стратиграфических разрезах Бечасынской зоны Северного Кавказа и Зилаирского синклиория Южного Урала. Потому, надо думать, следует придерживаться мнения Л.Д. Чегодаева, определившего возраст урлешской свиты как ордовик – силур.

В строении Бечасынской зоны усматривали меридиональную зональность и выделяли три поперечных участка. Западный — Лабинское поднятие — сложен толщами среднего или нижнего(?) палеозоя, глубоко метаморфизованными в южной части. Средний — Кубано-Зеленчукский прогиб — выполнен дислоцированными толщами среднепалеозойских метаморфизованных образований, несогласно перекрытых мощным комплексом верхнепалеозойских моласс (C<sub>2</sub>–P). Восточный — Малкинское поперечное поднятие — состоит из нижнепалеозойских кристаллических сланцев. Оно разделено на две части Хасаутским прогибом, выполненным слабо метаморфизованным силуром. К этому прогибу приурочен крупный Малкинский массив гипербазитов.

Проблемность при расшифровке внутренней структуры относимых к докембрию метаморфизованных, лишенных органических остатков толщ Бечасынской зоны Г.И. Баранов [1] решает с мобилистских позиций путем выделения серии надвиговых чешуй. О пластинчато-надвиговом стиле тектоники этой зоны можно судить по его рисунку (рис. 4), где он выделяет несколько герцинских тектонических покровов. Это: Лахранский, Урлешский и Хасаутский аллохтоны, Верхнекубанский параавтохтон и Бечасынский метаморфический комплекс. Тектонические взаимоотношения их, литологическое и структурное наполнение отражены на данном рисунке и не требуют специального разъяснения.

Можно лишь констатировать аналогию со строением Зилаирского синклиория, представляющего собой структуру Западного склона Южного Урала, также имеющую пластинчато-надвиговое



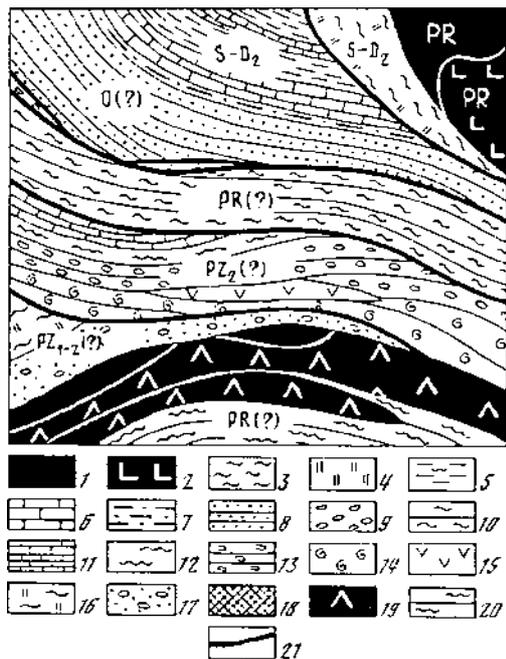


Рис. 4. Тектоно-стратиграфическая схема Бечасынской тектонической зоны. По Г.И. Баранову [1]

**Условные обозначения.** Герцинские тектонические покровы — Лахранский: 1 — гипербазиты, 2 — габброиды (амфиболиты?), 3 — филлиты, 4 — кварциты (фтаниты); Урлешский: 5 — известковистые филлиты, 6 — известняки, 7 — алевролиты, 8 — песчаники, 9 — конгломераты, 10 — флишиодные вулканогенно-осадочные отложения; Хасаутский: 11 — известняки, 12 — черные и розовые филлиты, 13 — «туфоконгломераты», 14 — туфы (порфириды), 15 — силлы эпидиабазов; Верхнекубанский параавтохтон (верхнекубанская «свита»): 16 — толща кварцитов и филлитов, 17 — толща песчаников с галькой плагиогранитов (байкальская моласса); Бечасынский метаморфический комплекс: 18 — гипербазиты, 19 — метабазиты, 20 — метаморфизованные туфоосадочные отложения, 21 — надвиги

строение, что известно из многочисленных работ М.А. Камалетдинова [6], Ю.В. Казанцева и др. [4], опубликованных во второй половине двадцатого столетия. На рисунке 5 показан стиль тектоники восточного крыла данного синклиория в его центре.

Общей особенностью Бечасынской зоны и Зилаирского синклиория является присутствие в них разноразмерных гипербазитовых массивов. Это мелкие тела, которые отмечаются на Кубани (Худесские и Кубанские), локализованные среди нижнепалеозойских отложений. По данным геофизики и бурения (материалы А.Я. Дубинского, В.Ф. Сидоренко, Г.Л. Донченко и др.), они представляют собой бескорневые тела, имеющие тектонические контакты с окружающими и подстилающими породами. Наиболее крупными гипербазитовыми массивами в пределах Бечасынской зоны являются *Беденский* на западе и *Малкинский* — на востоке. Беденский находится в бассейне рр. Большая Лаба и Бескес, где он частично перекрывается мезокайнозойскими отложениями. Он разбурен несколькими скважинами, показавшими, что мощность его находится в пределах 100–150 м. На контакте с вмещающими породами наблюдается повышенный катаклаз пород. В составе серпентинитов этого массива различают антигоритовые, хризолитовые и переходные между ними разновидности. Первоначальная природа серпентинитов, по данным Н.Д. Соболева, перидотитовая. Вероятно, Беденский массив входит в состав Северного тектонического шва.

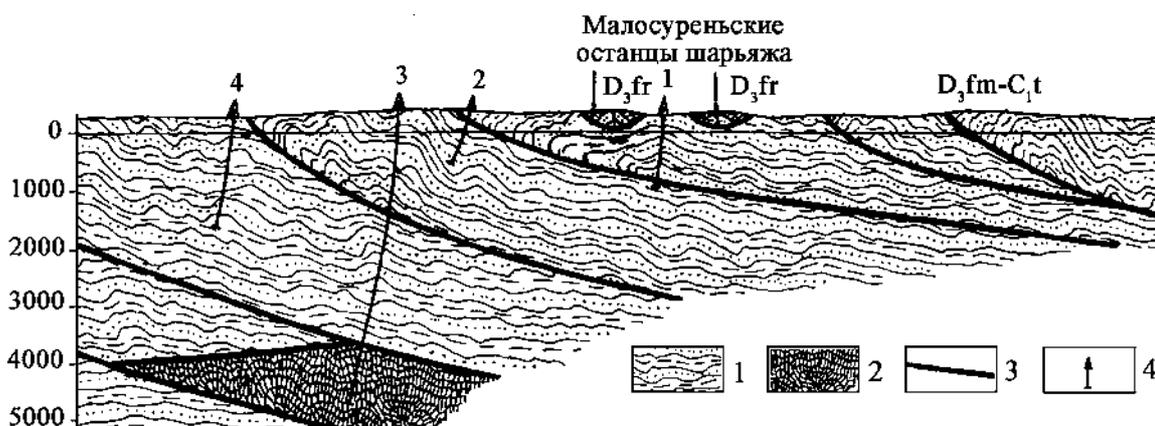


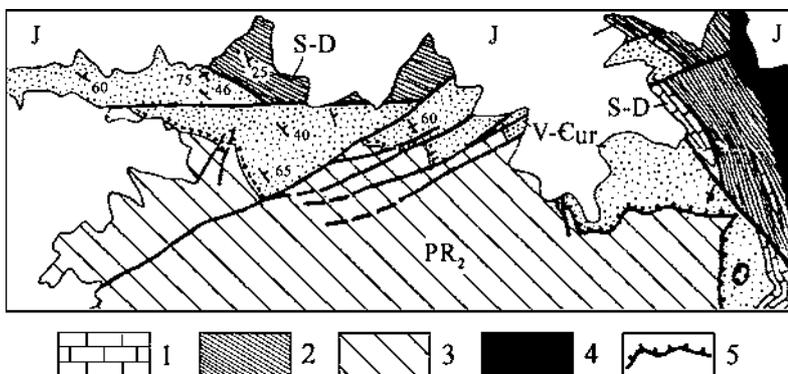
Рис. 5. Геологический разрез через восточную часть Зилаирского синклиория. По М.А. Камалетдинову [6], с уточнением возраста кремней

**Условные обозначения:** 1 — фаменский ярус верхнего девона — нижнего карбона, зилаирская серия (Мурадымовская пластина), аргиллиты и граувакковые песчаники; 2 — глинистые и кремнистые сланцы франского яруса верхнего девона; 3 — надвиги; 4 — пробуренные скважины

Другой крупный гипербазитовый массив — Малкинский — находится в долине р. Малка. Площадь выходов его достигает 45 км<sup>2</sup>. Он сложен в основном серпентинизированными гарцбургитами. Главные его минералы — антигорит и бастит — развиваются за счет оливина и ромбического пироксена в гарцбургитах. По геофизическим данным, этот массив представляет собой бескорневое тело небольшой мощности. Контактная зона — почти горизонтальная. В зоне контакта следы горячего воздействия на окружающие породы отсутствуют, но присутствуют зоны милонитов. Между серпентинитами Малкинского массива и урлешской свитой песчаников находятся выходы силура в виде тектонических блоков по притокам реки Малки — ручьям Уллу-Лахран и Чегет-Лахран (рис. 6). Здесь же, на левом склоне долины ручья Чегет-Лахран, А.П. Герасимовым еще в 1918 г. была обнаружена глыба среднекембрийских известняков с трилобитами, аналогичная одновозрастным рифогенным известнякам Сакмарского аллохтона на юге Зилаирского синклинория. Форма Малкинского массива остается не совсем ясной, так как большая часть его перекрыта отложениями юры [9]. Однако, по геофизическим данным, это довольно изометричное тело крупных размеров, а по сведениям Б.Г. Вобликова и др. [2] — гипербазиты вскрыты скважинами на глубине 180 м.

**Рис. 6.** Характер строения тектонического контакта Малкинского массива с урлешской свитой и отложениями силура и нижнего девона в долинах рек Хасута и Малки. По Ю.Я. Потапенко [9]

**Условные обозначения:** 1 — известняки силура и нижнего девона; 2 — сланцы силура и нижнего девона; 3 — породы докембрия; 4 — гипербазиты нижнего девона Малкинского массива; 5 — надвиг



Структурное положение Малкинского массива совместно со сланцами силура и известняками девона, а также с кембрийскими глыбами известняка, аналогично гипербазитовым аллохтонам Зилаирского синклинория Южного Урала, о чем мы неоднократно писали ранее.

Итак, основные черты строения Бечасынской зоны таковы. Миогеосинклинальный тип разреза осадков. Тектоническая зональность меридиональной направленности. Структурное совмещение разнофациальных типов силура, образовавшихся в различной палеотектонической обстановке и отличающихся интенсивностью смятия с присутствием лежащей изоклинальной складчатости. Здесь наблюдаются горизонтальные срывы и надвиги. Гипербазитовые массивы, как крупные (Малкинский и Беденский), так и мелкие тела, представляющие собой тектонические пластины, надвинутые на докембрийские и силурийские отложения. Это останцы офиолитовых аллохтонов, имевших здесь ранее более широкое площадное распространение. Ранее показано [5], что аналогичные черты строения характерны для Зилаирского синклинория Южного Урала.

#### Литература:

1. Баранов Г.И. Проблемы геологического строения досреднепалеозойского основания Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. — М.: Наука, 1987. — С. 106–111.
2. Вобликов Б.Г., Лопатин А.Ф., Филиппович П.А., Сапельченко Р.В. Тектоника палеозойского комплекса Кавказско-герцинского антиклинория Северного Кавказа и сопредельных территорий / Тр. СевКавГТУ. Сер. «Естественнонаучная». — 2008. — № 4. — С. 128–133.
3. Дотдугев С.И. Проблемы альпийской тектоники Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. — М.: Наука, 1987. — С. 51.
4. Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А. и др. Структурная геология Магнитогорского синклинория. — М.: Наука, 1992. — 183 с.
5. Казанцева Т.Т. Аллохтонные структуры и формирование земной коры Урала. — М.: Наука, 1987. — 160 с.
6. Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. — М.: Наука, 1974. — 230 с.

7. Короновский Н.Н., Белов А.А. Геология Большого Кавказа и Предкавказья: достижения и проблемы // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. — М.: Наука, 1987. — С. 5–21.
8. Милановский Е.Е. Геология России и ближнего зарубежья (Северной Евразии). — М: Изд-во МГУ, 1996. — 448 с.
9. Потапенко Ю.Я. Геология Карачаево-Черкесии. — Карачаевск, 2004. — 154 с.
10. Хаин В.Е., Попков В.И., Чехович П.А. Важнейшие геоструктуры Черноморско-Каспийского региона // Экологический вестник научных центров ЧЭС. — 2006. — С. 105–112.
11. Хаин Е.В. Офиолиты и герцинская покровная структура Передового хребта Северного Кавказа. — М.: Наука, 1984. — 96 с.

## ОСОБЕННОСТИ ТЕКТониКИ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ БАШКИРСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ И ЗИЛАЙСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

*Н.Н. Ларионов*

*Башкирский государственный университет, г. Уфа*

Зона сочленения Башкирского антиклинория и Зилайского синклинория имеет сложное тектоническое строение, что в значительной мере препятствовало расшифровке и интерпретации имеющихся геологических данных. Основная сложность заключается в том, что здесь на правом берегу р. Белая, на небольшом отрезке между селами Кага на юге и Узян на севере, распространены тектонические структуры типа микрошарьяжей, в промежутках между которыми обнажаются разнообразные по литологии и разновозрастные докембрийские и раннепалеозойские отложения (рис. 1).

Впервые структуры микрошарьяжей были откартированы при ГДП-200 Туканской площади, ответственным исполнителем которого был автор данной статьи.

Микрошарьяжи пространственно располагаются в основном на правом берегу р. Белая на небольшом отрезке между селами Кага на юге и Узян на севере. Наиболее крупными структурами являются Черногорский и Кухтурский пакеты покровов, а в 12–15 км севернее — Евлукский покров. На геологических картах предшественников [Яковлев, 1967; Ротару и др., 1984] эти структуры рассматривались как крупные блоки стратиграфически, литологически и фациально разнородных пород, разделенные субвертикальными сбросами и взбросами с большими (до 1 км) амплитудами вертикального перемещения. Логичное объяснение динамики формирования подобных структур в литературе отсутствует.

Нами описаны факты пространственного совмещения разнородных литологических комплексов в сочетании с широко распространенными элементами надвиговых структур: запрокидывание, S-образный кливаж, изоклиная складчатость, свидетельствующие об аллохтонной природе этих геологических образований.

Черногорский и Кухтурский пакеты покровов имеют сложное строение. Как первый, так и второй состоят из серии тектонических пластин, надвинутых друг на друга с востока. Черногорский пакет покровов представляет собой пять пластин, четыре из которых сложены терригенными отложениями зильмердакской свиты, образующими линейно вытянутые скальные хребты (г. Черная и ее отроги). Западную пластину слагают среднерифейские терригенно-карбонатные образования авзянской свиты, что обусловило и более сглаженный рельеф этого участка. Характерной особенностью, подчеркивающей чешуйчатое строение, является неоднократное повторение в разрезе (с запада на восток) всех четырех подсвет зильмердакской свиты. Скальные гребни параллельно вытянутых хребтов сложены наиболее устойчивыми кварцитовидными песчаниками лемезинской подсветы. Еще более сложное строение имеет Кухтурский пакет покровов, все чешуи которого

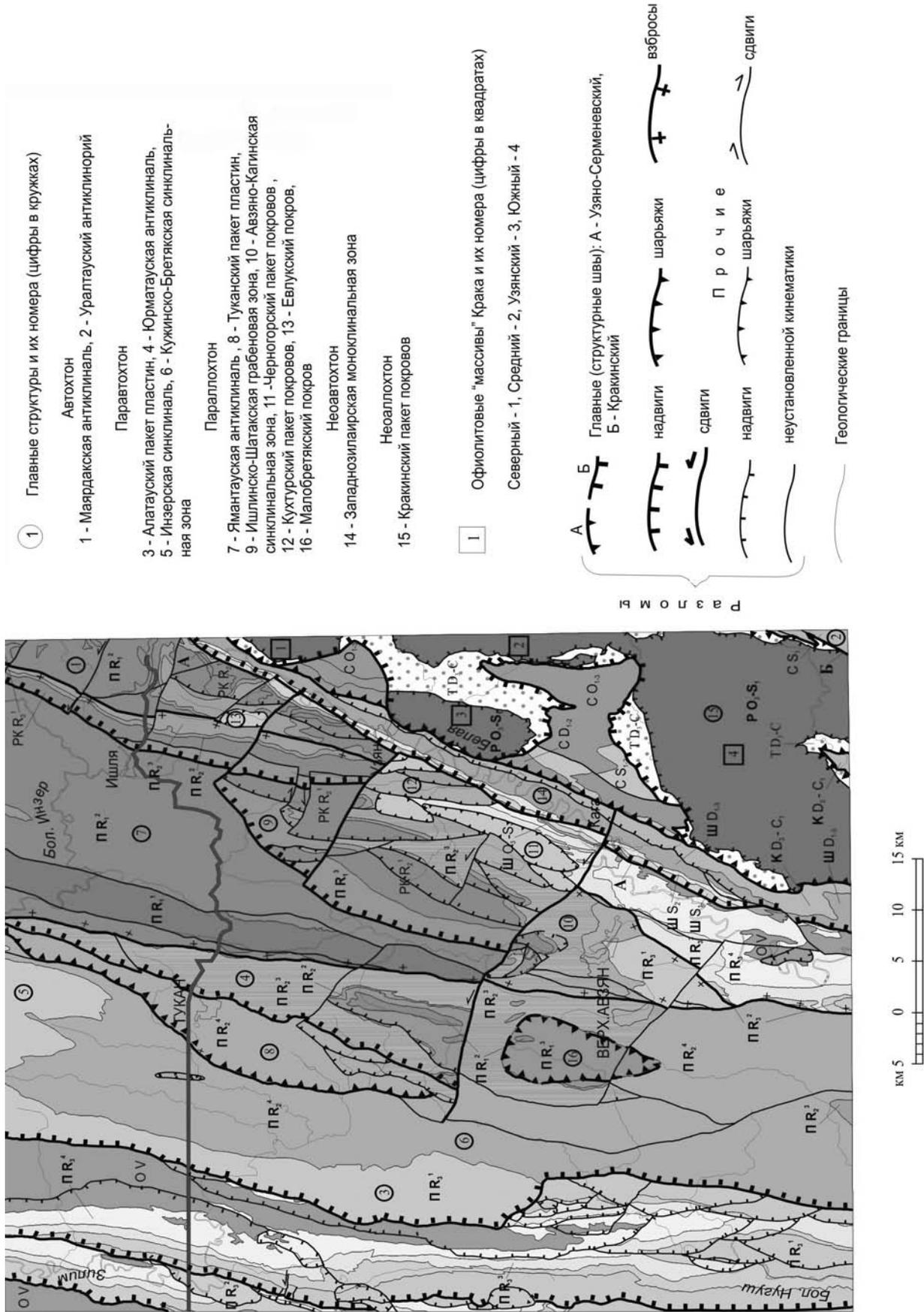


Рис. Тектоническая схема зоны сочленения Башкирского антиклинория и Зилайрского синклинория на Южном Урале

сложены незакономерно чередующимися различными по составу и возрасту породами среднего и верхнего рифея. С востока пакет покровов по линии Узяно-Серменевского надвига перекрыт породами нижнего палеозоя Зилаирского синклинория. Структуры Черногорского и Кухтурского пакетов практически полностью перекрывают зону сочленения крупных региональных структур: с одной стороны Ишлинско-Шатакской грабеновой зоны, а с другой — Маярдакского антиклинория и Авзяно-Кагинской синклинорной зоны. Присутствие здесь микрошарьяжей свидетельствует о серьезных тектонических процессах, протекавших в этой зоне в течение длительного времени и способствовавших формированию типично тектогенного нагромождения литологически разнородных аллохтонных останцов. Тектонический характер контактов отдельных чешуй и микрошарьяжей в ряде случаев устанавливается уверенно, а иногда только по косвенным признакам. Например, в Евлукском покрове аркозовые песчаники зильмердакской свиты контактируют с разновозрастными породами среднего рифея (аюсапканская, зигальгинская, зигазино-комаровская свиты). В случае трансгрессивного залегания, как это изображено на геологической карте Г.Б. Яковлева, следовало бы предположить длительный перерыв и серьезнейшую структурную перестройку в предзильмердакское время, что не вполне соответствует фактическим данным.

Подводя итог краткой характеристике микрошарьяжей можно констатировать, что область распространения этих структур не ограничивается узкой линейной зоной сочленения Башкирского антиклинория и Зилаирского синклинория. Подобные образования были откартированы нами вдоль фронтальной части Зильмердакского регионального надвига, где наблюдается массовое распространение аналогичных микрошарьяжей.

## **БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ЛОХКОВСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПО КОНОДОНТАМ В РАЗРЕЗЕ У Д. МИНДИГУЛОВО (ЗАПАДНЫЙ СКЛОН ЮЖНОГО УРАЛА)**

*Т.М. Мавринская*

*Институт геологии УНЦ РАНГ, г. Уфа; E-mail: stpal@ufaras.ru*

Стратиграфия девонских отложений базируется на биостратиграфическом их расчленении на основе конодонтовой фауны. В настоящее время стандартная конодонтовая зональность на Южном Урале установлена только в верхнем и частично среднем девоне. Для нижнего девона конодонтовая шкала пока не разработана из-за недостаточной изученности конодонтов.

С целью ликвидации этого пробела в последние годы были изучены известные карбонатные разрезы нижнего девона, расположенные в широтном течении р. Белой (Западно-Зилаирская структурно-фациальная зона).

На сегодняшний день наибольший интерес представляют лохковские образования нижнего девона, вскрытые на правом берегу р. Белой, вблизи д. Миндигулово [4, 5]. Они сложены в нижней части криноидными известняками, сменяющимися вверх по разрезу пачкой чередующихся комковатых и глинистых тонкослоистых известняков с редкими прослоями глинистых сланцев, которые перекрываются органогенно-обломочными известняками. Конодонты встречены практически во всех слоях известняков. Они представлены таксонами, занимающими определенное стратиграфическое положение и имеющими широкое географическое распространение. При анализе обнаруженной конодонтовой фауны была установлена последовательная смена конодонтовых комплексов, что позволило наметить биостратиграфическое расчленение лохковских отложений.

1) В самой нижней части разреза в криноидных известняках выявлен комплекс с *Zieglerodina remscheidensis remscheidensis* (Ziegler), *Caudicriodus woschmidti hesperius* (Klapper & Murphy);

Выше в чередующихся глинистых и комковатых известняках были выделены следующие комплексы:

2) комплекс с *Lanea omoalpha* Murphy & Valenzuela-Rios и *Pandorinellina optima optima* (Moskalenko);

3) комплекс с *Ancyrodelloides transitans* (Bischoff & Sannemann), *Lanea eoeleanorae* Murphy & Valenzuela-Rios;

4) комплекс с *Lanea eleanorae* (Lane & Ormiston);

5) комплекс с *Ancyrodelloides trigonicus* (Bischoff & Sannemann).

В верхней части в органогенно-обломочных известняках обнаружен

6) комплекс с *Caudicriodus angustoides alcoleae* (Carls), *Pandorinellina exigua philipi* (Klapper).

Прежде чем провести корреляцию выделенных биокомплексов, необходимо осветить некоторые проблемы, связанные с глобальным биостратиграфическим расчленением лохковского яруса нижнего девона по конодонтам.

В настоящее время отсутствует единое мнение о зональном конодонтовом стандарте. Принятая шкала основана на схеме, разработанной для региона Северо-Американских Кольдильер [2, 3, 7]. Согласно ей, в нижнем лохкове выделяются интервал-зона *woschmidti-postwoschmidti*, зона *eurekaensis*, в верхнем — зоны *delta* и *pesavis*. Но некоторые исследователи доказывают, что интервал-зона *woschmidti-postwoschmidti* и зона *eurekaensis* тождественны друг другу, кроме того, зональные виды этих подразделений не обнаруживаются в большинстве регионов мира. Зона *delta* характеризуется появлением многочисленных новых видов. Таксоны, распространенные на этом уровне, космополитные и позволяют обеспечить более детальную корреляцию [8]

М.А. Мерфи и Х.И. Валенсуэла-Риос [6] по данным из разрезов Испанских Пиреней и западной части Северной Америки (Центральной Невады) предложили альтернативную схему (см. табл. 1). По их схеме лохковский ярус имеет трехчленное деление. В среднем лохкове (в объеме зоны *delta* стандартной шкалы) они выделили четыре конодонтовых зоны: *omoalfa*, *transitans*, *eleanorae*, *trigonicus*. В верхнем лохкове вместо зоны *pesavis* ими выделена зона *pandora β-morphotype*. Конодонтовая зональность, установленная К. Коррадини и М.Г. Коррига [1] в Карнийских Альпах и Сардинии во многом совпадает со схемой М.А. Мерфи и Х.И. Валенсуэла-Риос [6] (табл. 1). Сравнивая существующие материалы по конодонтовым зональностям многих регионов: Испании, Богемии, Австралии, Северной Америки, эти авторы пришли к выводу, что зоны, предложенные М.А. Мерфи и Х.И. Валенсуэла-Риос, хорошо распознаются практически повсеместно.

Выявленная последовательность конодонтовых комплексов в разрезе у д. Миндигулово также обнаруживает большое сходство с конодонтовой зональностью, установленной М.А. Мерфи и Х.И. Валенсуэла-Риос [6], К. Коррадини и М.Г. Коррига [1] (см. табл. 1). Отличия отмечаются

Таблица 1

**Схема биостратиграфического расчленения лохковских отложений нижнего девона в разрезе у д. Миндигулово**

Стандартная конодонтовая шкала House and Gradstein, 2004, Ogg et al., 2008	Murphy and Valenzuela- Rios, 1999	Corradini and Corriga, 2012	Западный склон Южного Урала Mavrinskaya, 2011	
ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА НИЖНИЙ ОТДЕЛ Лохковский ярус	pesavis	pandora β	комплекс с <i>C. a. alcolea</i> , <i>P. ex. philipi</i>	
	delta	trigonicus	trigonicus	комплекс с <i>A. trigonicus</i>
		eleanorae	eleanorae	Комплекс с <i>L. eleanorae</i>
		transitans	transitans	комплекс с <i>A. transitans</i> , <i>L. eoeleanorae</i>
	eurekaensis	omoalpha	carlsi	комплекс с <i>L. omoalpha</i> , <i>P. o. optima</i>
		eurekaensis	postwoschmidti- hesperius	комплекс с <i>Z. remscheidensis</i> , <i>C. hesperius</i>
postwoschmidti- woschmidti	hesperius			

лишь в верхнем лохкове. В разрезе у д. Миндигулово верхнелохковские отложения охарактеризованы комплексом с *Caudicriodus angustoides alcoleae* (Carls), *Pandorinellina exigua philipi* (Klapper). Причиной отсутствия в этом интервале зональных видов *Pedavis pesavis* (Bischoff & Sannemann) или *Masarella pandora*  $\beta$ -morphotype Murphy, Matti & Walliser является, скорее всего, неполнота изученности.

Таким образом, разрез у д. Миндигулово можно предложить в качестве опорного при разработке зональной конодонтовой схемы для лохковского яруса нижнего девона западного склона Южного Урала.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 11-05-00737a.*

#### Литература:

1. Corradini C., Corriga M.G. A Přídolí – Lochkovian conodont zonation in Sardinia and the Carnic Alps: implications for a global zonation scheme // Bulletin of Geosciences Czech Geological Survey, Prague. – 2012. – 87(3). – P. 1–16.
2. House M.R., Gradstein, F.M. The Devonian Period // A Geologic Time Scale / F. Gradstein, J. Ogg & A. Smith (eds.). – Cambridge: Cambridge University Press, 2004. – P. 202–221.
3. Klapper G. Lower and Middle Devonian conodont sequence in Central Nevada // Western North America: Devonian: Contribution 4 / M.A. Murphy, W.B.N. Berry & C.A. Sandberg (eds.). – University of California, Riverside – Campus Museum. – 1977. – P. 33–54.
4. Mavrinskaya T.M. Conodonts from the Lower Devonian Lochkovian deposits on the western slope of the South Urals // Biostratigraphy, paleogeography and events in Devonian and Lower Carboniferous (SDS/ IGCP 596 joint field meeting): Contributions of International Conference. – Ufa – Novosibirsk, Russia, Jul. 20–Aug. 10. – 2011. – P. 107–109.
5. Mavrinskaya T.M. Diversity of conodonts in the Lochkovian and Early Pragian (Early Devonian) of the western slope of the Southern Ural // IGCP 596 Opening Meeting: Abstract volume. – Graz, 19–24<sup>th</sup> Sept., 2011. – P. 71–73.
6. Murphy M.A., Valenzuela-Ríos J.I. Lanea new genus, lineage of Early Devonian conodonts // Bollettino della Società Paleontologica Italiana. – 1999. – 37. – P. 321–334.
7. Ogg J.G., Ogg G., Gradstein, F.M. The concise Geologic Time Scale. – Cambridge: Cambridge University Press, 2008. – 177 pp.
8. Valenzuela-Ríos J.I. Lochkovian conodonts (Lower Devonian) from the Spanish Central Pyrenees and its potential for a standard subdivision // IGCP 596 Opening Meeting: Abstract volume. – Graz, 19–24<sup>th</sup> Sept., 2011. – P. 89–90.

## СИНОРОГЕННЫЕ ПЕСЧАНИКИ: ОСНОВНЫЕ ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

*А.В. Маслов<sup>1</sup>, Г.А. Мизенс<sup>1</sup>, В.Н. Подковыров<sup>2</sup>, А.А. Сорокин<sup>3</sup>, Ю.Н. Смирнова<sup>1</sup>, М.Т. Крупенин<sup>1</sup>*

<sup>1</sup> *Институт геологии и геохимии Уральского отделения РАН, г. Екатеринбург*

<sup>2</sup> *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург*

<sup>3</sup> *Институт геологии и природопользования Дальневосточного отделения РАН, г. Благовещенск, E-mail: sorokin@ascnet.ru*

Нами предпринята попытка рассмотреть на основе литературных и оригинальных данных (Швейцарский форландовый бассейн, палеоцен – миоцен, северная периферия Центральных Альп; раннекаменноугольный синорогенный флишевый трог Карнийских Альп; бассейн Arisaig, северо-восток Канады, Новая Шотландия; бассейны Manuherikia, Ida и Maniototo, мел – плиоцен, Новая Зеландия; Предуральский предгорный прогиб, карбон – пермь – триас; Олюторский прогиб, кайнозой, Корякское нагорье; вендский предгорный прогиб, область сочленения Восточно-Европейской платформы и Южного Урала; Шкаповско-Шиханская, Московская и Мезенская впадины; Верхнеамурский прогиб, мезозой, южное обрамление Монголо-Охотского пояса; неопротерозойские бассейны Hammamat, Karim, El Mayah, Igla и Atawi Северной Африки; бассейн Magdalen, поздний девон – ранний карбон, Канада, Новая Шотландия; и ряд др.) литохимические особенности песчаных пород, сформированных на орогенном/коллизийном этапе развития

различных подвижных поясов, а также проанализировать положение областей их составов на ряде дискриминантных палеогеодинамических диаграмм. Под синорогенными псаммитами мы понимаем как песчаники флишевых формаций периферических форландовых бассейнов, перекрывающие отложения прилежащих пассивных окраин, так и песчаники молассовых последовательностей. К этому же тектонотипу принадлежат псаммиты межгорных прогибов, в том числе сдвиговых бассейнов и постколлизийных грабенов.

В результате исследования установлено, что синорогенные кластические образования (как флиш, так и моласса) представлены весьма пестрым по химическому составу спектром песчаников, отвечающим всем классификационным полям псаммитов на диаграмме  $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$  (вакки, аркозы, субаркозы, литарениты, sublitarениты, Fe-песчаники и кварцевые арениты). Значительная структурная незрелость многих из них, связанная с высоким содержанием матрикса, приводит к тому, что на диаграмме М. Хиррона они часто позиционируются в том числе и как сланцы или Fe-сланцы.

В указанной ситуации невозможно выделить какой-либо один определенный по химическому составу тип синорогенных песчаников, как это сделано для некоторых других обстановок. Так, например, В.Н. Шванов и Б.А. Трифонов показали, что для континентальных и океанических платформ, пассивных окраин континентов, океанических рифтов, островных дуг существуют индикаторные петрографические типы (или парагенезисы в виде горизонтальных и вертикальных рядов) песчаников. Например, в глубоководных впадинах окраинных морей активных континентальных окраин в результате сноса материала с вулканических островных дуг накапливаются петрокластические отложения. В случае развития в вулканических зонах базальт-андезит-дацит-риолитовых серий, сменяющихся габбро-диорит-гранодиоритовыми (что характерно для островодужных систем), в осадках прилежащих морских котловин может наблюдаться последовательная смена основной петрокластики средней и даже кислой. С ростом островодужных поднятий в результате коллизии петрокластический материал в бассейнах седиментации смешивается с продуктами эрозии осадочных толщ и блоков кристаллического фундамента, что приводит к образованию полимиктовых граувакк. Отсутствие характерных минеральных и химических парагенезисов на орогенном этапе связано в первую очередь с тем, что в размыв вовлекаются весьма разнообразные по составу комплексы как магматических и метаморфических, так и осадочных пород, отвечающие всему времени формирования складчатого пояса. И, что особенно важно, на разных участках одного и того же орогена могут преобладать различные по составу комплексы. Ни для инициального (рифтогенного), ни для дивергентного, ни для островодужного этапа эволюции океана и его обрамления подобная пестрота состава пород в областях сноса и формирующихся за счет их эрозии псаммитов не характерна.

По медианному содержанию  $\text{SiO}_2$  среди проанализированных нами песчаников синорогенных осадочных последовательностей можно наметить две группы. К первой из них ( $\text{SiO}_2$  медиана от 57 до 70%) принадлежат псаммиты Швейцарского и Предуральского форландов, Олюторского и Верхнеамурского прогибов, а также серии Hammat. Флишевые песчаники предгорного бассейна Карнийских Альп также принадлежат первой группе. Вторая, объединяющая молассовые песчаники Карнийского форланда, а также псаммиты Новой Зеландии, верхневендские молассоиды западного склона Южного Урала, Шкаповско-Шиханской, Мезенской и Московской впадин и ряда других исследованных нами объектов, характеризуется значениями  $\text{SiO}_2$  медиана от ~75 до 88%.

Медианное содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в синорогенных песчаниках Швейцарского форланда, верхнего венда западного склона Южного Урала, Беломорско-Кулойского плато и Московской синеклизы меньше или равно ~8%. Для остальных рассмотренных нами синорогенных ассоциаций этот параметр составляет 10–11% и более, тогда как в таком модельном геохимическом объекте, как фанерозойский кратонный песчаник, содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  оценивается в ~3,6%.

Несколько различаются между собой синорогенные песчаники разных регионов и по медианному содержанию  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  общ. Наименьшее медианное содержание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  общ. (~1,9%) присуще псаммитам Швейцарского форланда. В песчаниках Карнийских Альп, Новой Зеландии, Беломорско-Кулойского плато и Московской синеклизы медианная величина  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  общ. несколько выше и варьирует от 2,5 до ~3%, тогда как в псаммитах серии Arisaig (Новая Шотландия), молассовой

формации севера Предуральского предгорного прогиба и корфской свиты Олюторского прогиба превышает 5,3%.

Песчаники Швейцарского форландового бассейна отличаются от всех других рассмотренных нами примеров синорогенных псаммитов чрезвычайно высокой величиной  $\text{CaO}_{\text{медиана}}$  ( $20,6 \pm 8,2\%$ ). Этот же параметр для песчаников серии Arisaig, мел-плиоценовых отложений Новой Зеландии, флиша и молассовых последовательностей севера Предуральского прогиба, корфской свиты Олюторского прогиба, верхневендских отложений западного склона Южного Урала, ускалинской свиты Верхнеамурского прогиба, а также серии Hammat варьирует от  $1,2 \pm 1,9\%$  до  $6,7 \pm 2,4\%$ . Величина  $\text{CaO}_{\text{медиана}}$  в псаммитах остальных синорогенных последовательностей составляет  $< 1,0\%$ .

Сходный характер распределения в имеющейся у нас общей выборке синорогенных песчаников имеет  $\text{MgO}_{\text{медиана}}$ . Только для песчаников флиша Карнийского форланда и нескладчатой молассы Шкаповско-Шиханской впадины величина  $\text{MgO}_{\text{медиана}}$  примерно в 2 раза больше, чем  $\text{CaO}_{\text{медиана}}$ , причем последняя в обоих случаях составляет менее 1,0%.

Медианные содержания  $\text{Na}_2\text{O}$  варьируют от  $0,3 \pm 0,1$  (моласса Карнийского форланда) до  $3,6 \pm 1,0\%$  (серия Hammat). В песчаниках Карнийских Альп, серии Arisaig, верхневендских образованиях северо-западной части Мезенской синеклизы, а также серии Horton величина  $\text{Na}_2\text{O}_{\text{медиана}}$  не превышает 0,8%. Псаммиты Швейцарского форланда, верхнего венда западного склона Южного Урала и Московской синеклизы характеризуются несколько более высокими медианными содержаниями  $\text{Na}_2\text{O}$  (от 1,2 до 1,7%), тогда как в остальных рассмотренных песчаниках синорогенных ассоциаций этот параметр составляет более 2%.

Медианное содержание  $\text{K}_2\text{O}$  в песчаниках большинства изученных нами объектов составляет менее 2,0%, и только в песчаниках кечпельской свиты, псаммитах верхнего венда Беломорско-Кулойского плато, ускалинской свиты Верхнеамурского прогиба оно превышает эту величину. Песчаники верхнего венда Южного Урала по медианному содержанию  $\text{K}_2\text{O}$  ( $1,1 \pm 0,4\%$ ) весьма близки к фанерозойским кратонным псаммитам (0,91%).

Использование отношения  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  для разграничения аркозов и граувакк показывает, что соотношение между указанными литотипами в проанализированной нами выборке примерно равно. К аркозам принадлежат песчаники Швейцарского и Карнийского форландов, серий Arisaig и Horton, а также верхневендские псаммиты северо-запада Мезенской синеклизы. В разрезах других рассмотренных нами синорогенных ассоциаций преобладают граувакковые (в понимании Ф.Дж. Петтиджа с соавторами) песчаники.

Приведенные выше результаты показывают, что состав песчаников различных синорогенных последовательностей весьма неоднороден. Это напрямую связано с особенностями их формирования, определяемыми активным тектоническим режимом, значительной расчлененностью областей питания, достаточно слабой переработкой кластики на путях переноса, короткими расстояниями транспортировки, небольшим временем между мобилизацией и окончательным захоронением обломочного материала, а также смешением кластики из разнородных, в том числе и локальных, источников сноса. В указанной ситуации данные, полученные при использовании общепринятых дискриминантных диаграмм без учета структурно-текстурных признаков пород и анализа как особенностей строения слагаемых ими осадочных ассоциаций, так и соотношения последних с подстилающими и перекрывающими образованиями, не могут рассматриваться как решающий аргумент при установлении геодинамической природы песчаников.

Следует также иметь в виду, что указанные диаграммы составлены, прежде всего, для песчаников перисубдукционных бассейнов и базируются на химизме основных типов магматических ассоциаций, свойственных дивергентному и началу конвергентного этапов цикла Уилсона. Для псаммитов, накапливавшихся в бассейнах коллизионного этапа, при существенно меньшей доле магматических пород на палеоводосборах, специфические классификационные поля на уже имеющихся дискриминантных диаграммах, скорее всего, выделены не будут, хотя, возможно, и здесь нужен дифференцированный подход (например, попытаться проанализировать состав песчаников различных типов форландовых прогибов, межгорных и остаточных бассейнов и др.). Весьма важно учитывать и то, что, в разрыв на коллизионном этапе вовлекается исключительно широкая гамма различных по химическому составу породных ассоциаций, что значительно

затрудняет выявление сходства синорогенных псаммитов. Полученные нами аналитические данные позволяют предположить существование на дискриминантных диаграммах нескольких полей составов орогенных песчаников, отвечающих обломочным породам, связанным с размывом разных по типу орогенов или орогенов, находящихся на различных стадиях их эволюции.

*Исследования выполнены при финансовой поддержке интеграционного проекта УрО, СО и ДВО РАН «Субдукционные и орогенные осадочные бассейны Северной Евразии: индикаторные литологические и изотопно-геохимические характеристики отложений, минералогия».*

## ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ РЯДА ЛИТОХИМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ТОНКОЗЕРНИСТЫХ АЛЮМОСИЛИКОКЛАСТИЧЕСКИХ ПОРОД ВЕРХНЕГО ВЕНДА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

*А.В. Маслов<sup>1</sup>, Д.В. Гражданкин<sup>2</sup>, В.Н. Подковыров<sup>3</sup>, М.Т. Крупенин<sup>1</sup>*

<sup>1</sup> *Институт геологии и геохимии Уральского отделения РАН, г. Екатеринбург*

<sup>2</sup> *Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск*

<sup>3</sup> *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург*

В последние годы для северо-восточной окраины Русской платформы (Юго-Восточное Беломорье, Мезенская и Верхнекамская впадины, западный склон Среднего Урала) разработана детальная секвенс-стратиграфическая схема верхневендских отложений [Маслов и др., 2008; Гражданкин, Маслов, 2009; Гражданкин и др., 2009, 2010], в соответствии с которой на указанной территории выделены четыре секвенции: агминская, солзенская, зимнегорская и ергинская.

Агминская секвенция в Юго-Восточном Беломорье представлена лямицкой свитой и нижней подсвитой верховской свиты, а на Среднем Урале — старопечнинской и перевалокской свитами. В скв. Котлас этому уровню соответствует циклически построенный интервал 2338,45–2034,7 м [Гражданкин и др., 2010]. Четкая нижняя граница секвенции обусловлена значительным снижением относительного уровня моря и субаэральным размывом шельфа, и поэтому уверенно трасируется в скважинах, пробуренных в Мезенской и Московской синеклизах. На Среднем Урале в нижней части секвенции выделяется мощная трансгрессивно построенная толща тонкослоистых алевролитов с диамиктитами в основании, интерпретируемая как седиментационная система наступающей подводной равнины с гляциальным характером седиментации, а в терминах секвентной стратиграфии — как трансгрессивный тракт.

Солзенская секвенция в Юго-Восточном Беломорье объединяет верхнюю подсвиту верховской свиты, а на Среднем Урале — вилухинскую подсвиту чернокаменной свиты. В скв. Котлас с ней нами сопоставляется интервал 2034,7–1944,4 м [Гражданкин и др., 2010]. Благодаря резкой смене фациальной структуры, фациальное несогласие в основании солзенской секвенции уверенно прослеживается в Мезенской и Московской синеклизах.

Зимнегорская секвенция в Юго-Восточном Беломорье представлена одноименной свитой, которая приурочена здесь к северным разрезам, имеет трансгрессивное строение и сложена песчаниками с горизонтальной и многоэтажной косою слоистостью, чередующимися с пачками тонкослоистых алевролитов и глин. На Среднем Урале секвенция S<sub>3</sub> объединяет шурышскую и черемуховскую подсвиты чернокаменной свиты [Гражданкин и др., 2009]. В скв. Котлас этой секвенции соответствует интервал 1944,4–1905,9 м, сложенный пакетами зеленовато-серых мелкозернистых песчаников с тонкой горизонтальной и косоволнистой слоистостью либо без видимой слоистости, с разнообразными текстурами подводнооползневых деформаций [Гражданкин и др., 2010].

Ергинская секвенция в Юго-Восточном Беломорье представлена ергинской свитой, а на Среднем Урале — синемаменной, коноваловской и крутихинской подсвитами чернокаменной свиты.

Благодаря миграции фациальных поясов и расширению аккомодационного пространства, поверхность морского затопления в основании секвенции уверенно трассируется в скважинах Мезенской (в скв. Кельтма на отметке 2309 м) и Московской синеклиз (в скв. Котлас на отметке 1905,9 м) [Маслов и др., 2008; Гражданкин и др., 2010].

Таким образом, внутри верхневендской осадочной последовательности на северо-восточной окраине Восточно-Европейской платформы присутствуют две главные границы. Первая из них совпадает с поверхностью максимальной регрессии в основании солзенской секвенции и проявлена резкой сменой фациальной структуры и сокращением аккомодационного пространства. Изотопный возраст этой границы заключен между  $558 \pm 1$  млн лет (U-Pb метод, цирконы из вулканических туфов, присутствующих в нижней подсвите верховской свиты) и  $557 \pm 13$  млн лет (U-Pb-метод, цирконы из вулканических туфов в вилухинской подсвите чернокаменной свиты) [Гражданкин, 2003; Ронкин и др., 2006]. Вторая граница соответствует поверхности максимальной регрессии в основании ергинской секвенции и выражена резкой сменой фаций, сопровождаемой расширением аккомодационного пространства. Возраст этой границы моложе U-Pb-возраста цирконов  $555,3 \pm 0,3$  млн лет из вулканических туфов в основании зимнегорской свиты [Гражданкин, 2003].

В рамках указанного секвенс-стратиграфического каркаса нами по литохимическим данным для тонкозернистых терригенных пород (глинистых сланцев и аргиллитов), образцы которых были отобраны в скважинах 1000 Тучкино (Беломорско-Кулойское плато) и 1 Кельтма (Вычегодский прогиб), а также из естественных разрезов сыльвицкой серии Среднего Урала, предпринята попытка анализа особенностей изменения снизу вверх по разрезу значений таких параметров как  $K_2O/Al_2O_3$ , CIA и гидролизатного модуля (ГМ). При этом вся осадочная последовательность верхнего венда была условно разбита на две части — доергинскую и собственно ергинскую.

Анализ особенностей изменения снизу вверх по разрезу верхнего венда в скв. Тучкино 1000 и Кельтминская 1 и в Кваркушско-Каменногорском мегантиклинории величины  $K_2O/Al_2O_3$  показывает, что в доергинской части разреза скв. Тучкино 1000 наблюдается некоторый рост значений  $K_2O/Al_2O_3$  вверх по разрезу, тогда как в ергинском секвенсе после резкого изменения значений данного параметра по сравнению с зимнегорским секвенсом следует снижение величин  $K_2O/Al_2O_3$ . В то же время значения  $K_2O/Al_2O_3$  в алевроаргиллитах всего разреза составляют менее 0,3 и, таким образом, в рассматриваемом разрезе доминирует литогенная тонкая алюмосиликокластика. В скв. Кельтминская 1 как в доергинской, так и в ергинской частях разреза верхнего венда наблюдается устойчивый нисходящий тренд значений  $K_2O/Al_2O_3$ , резкое изменение величины данного параметра в подошве ергинского секвенса отсутствует, а максимальная величина  $K_2O/Al_2O_3$  только в 5 образцах из 53 составляет более 0,3. Для разреза верхнего венда Среднего Урала также как и для скв. Кельтминская 1 наблюдается устойчивое снижение значений  $K_2O/Al_2O_3$  снизу вверх, а на границе зимнегорского и ергинского секвенсов, по всей видимости, так же как и на Беломорско-Кулойском плато, отмечается хорошо выраженное резкое увеличение величины рассматриваемого параметра, что можно рассматривать как косвенное подтверждение предполагаемой здесь по данным фациально-генетических исследований резкого фациального несогласия.

Несколько менее согласованно ведет себя в рассматриваемых нами разрезах такой параметр как индекс химического изменения (CIA). Для разреза верхнего венда, вскрытого в скв. Тучкино 1000 мы видим его устойчивый рост как в доергинской части, так и в собственно ергинском секвенсе (в последнем величина CIA составляет более 70). Какое-либо резкое изменение CIA в подошве ергинского секвенса здесь отсутствует. Тенденция к росту значений CIA в алевроаргиллитах доергинского интервала сохраняется и в разрезе скв. Кельтминская 1, тогда как для ергинского секвенса после заметного сдвига она сменяется на противоположную. В сводном разрезе сыльвицкой серии Среднего Урала резкие изменения значений CIA на нижней границе ергинского секвенса, так же как и в разрезе скв. Тучкино 1000, не выражены. Величина CIA в ергинском секвенсе слабо растет вверх по разрезу, тогда как для доергинской части фиксируется либо ее слабое падение, либо отсутствие какой-либо выраженной тенденции.

Все сказанное выше показывает, что тренды изменения значений  $K_2O/Al_2O_3$  и CIA в разрезах верхнего венда Беломорско-Кулойского плато, Вычегодского прогиба и западного склона Среднего Урала на уровне секвенций имеют в каждом из рассмотренных нами случаев свою

специфику, что является, скорее всего, следствием контроля со стороны преимущественно локальных факторов (состав пород в источниках сноса и т. п.).

*Исследования выполнены при финансовой поддержке интеграционного проекта УрО, СО и ДВО РАН «Субдукционные и орогенные осадочные бассейны Северной Евразии: индикаторные литологические и изотопно-геохимические характеристики отложений, минералогия».*

## О ВОЗРАСТЕ АШИНСКОЙ СЕРИИ ЮЖНОГО УРАЛА

*В.Н. Пучков*

*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа*

В существующих схемах корреляции [3, 14] ашинская серия относится к верхнему венду и делится на бакеевскую, укскую, басинскую, кукарскую и зиганскую свиты. Верхняя граница серии на Южном Урале проводится по кровле наиболее молодой, зиганской свиты, на которую с размывом ложатся песчаники такатинской свиты нижнего девона (эмса). Нижняя граница проводится по подошве бакеевской свиты, лежащей на западном крыле Башкирского мегантиклинория (БМА) с размывом на укскую свиту верхнего рифея, а местами на более древние свиты. В разрезе Усть-Катав эрозионный контакт с укской свитой обнажен и охарактеризован наличием конгломератов и неровной поверхностью размыва. Значительная часть разреза рифея (криволукская свита и вышележащий аршиний) здесь выпадают из разреза, и развиты лишь на восточном крыле БМА. Бакеевская свита латерально (?) замещается мощными груботерригенными толпаровской и суировской свитами, содержащими прослой диамиктитов и венчающие («сар») доломиты (В.М. Горожанин, [4] и устные сообщения). Свиты заполняют, как нам представляется, гигантскую эрозионную ложбину (фьорд?), и в составе обломков конгломератов в них содержатся характерные мергели катавской свиты — таким образом, эрозией здесь уничтожены лежавшие над катавской инзерская, миньярская, укская свиты, (в дополнение к отсутствующим здесь криволукской свите и аршинской серии, которые упоминались выше).

Возраст нижней границы венда не определен. По решению МСК [7] она проводится на  $600 \pm 10$  млн. лет, тогда как Н.В. Чумаков [15] проводит ее на 660 млн. лет. Это крайние точки зрения (никто не считает эту границу древнее или моложе этих дат). Неопределенность нижней границы венда на Южном Урале связана также с наличием лакуны между вендом и рифеем, и лакуна эта может быть весьма значительной, если иметь в виду, что аршинская серия, считавшаяся нижевендской, переведена нами в верхи рифея и, значит, на западном склоне Урала она тоже попадает в размыв [12]. Лапландский горизонт по этой же причине может быть здесь также сильно сокращен, если вообще существует.

### О возрасте бакеевской свиты

Характеризуя возраст бакеевской свиты, исследователи обычно упоминают изотопный возраст аутигенных глауконитов бакеевских отложений:  $609 \pm 13$  млн. лет (K-Ar) и  $618 \pm 13$  млн. лет (Rb-Sr изохронные даты) [11]. Однако датировки по глауконитам сейчас рассматриваются как ориентировочные, а то и вообще не принимаются во внимание [6].

Для обоснования возраста бакеевской свиты использовались сведения [2] о наличии в ней характерных ихнофоссилий и эдиакарской фауны. Ю.Р. Беккером отмечаются *Beltanella*, впервые описанная в кварцитах Паунд верхнего докембрия Южной Австралии, *Nemiana* и формы, близкие к *Tirasiana disciformis* Paliy. Эти определения давались довольно давно. В недавнее время систематика эдиакарской фауны, найденной Ю.Р. Беккером и другими исследователями на Среднем Урале, подверглась серьезному пересмотру в докторской диссертации Д.В. Гражданкина [5]. На просьбу автора прокомментировать валидность данного списка в бакеевской свите Южного Урала Д.В. Граж-

данкин ответил следующее. «На мой взгляд, пока рано говорить о присутствии ископаемых остатков эдиакарской биоты в бакеевской свите. Имеющиеся ископаемые остатки, скорее всего, представляют собой либо микробиальные колонии, палеонтологическая летопись которых уверенно прослеживается с основания верхнего рифея, либо псевдофоссилии. К сожалению, палеонтологическую характеристику невозможно использовать для обоснования возраста бакеевской свиты».

В случае подтверждения принадлежности указанных (или других, пока не найденных) остатков к эдиакарской фауне это давало бы нам четкий нижний возрастной предел бакеевской свиты (580 млн. лет, время первого появления Metazoa). В принципе, присутствие эдиакарской фауны в более высоких горизонтах ашинской серии оспаривать невозможно: некоторые из отпечатков, найденных Ю.Р. Беккером в басинской и зиганской свитах, очень характерны и неоспоримо указывают на вендский возраст этих свит. Автор в 2011 г. находил арумбериеморфные остатки в зиганской свите на новой дороге, идущей над долиной р. Сиказы, а в чернокаменной свите на р. Вижай, в 2010 г., помимо *Arumberia banksi*, также *Pteridinium simplex*, характерные для котласского горизонта (заключение Д.В. Гражданкина).

Однако для уточнения возраста бакеевской свиты это дает только ее верхний возрастной предел (она, скорее всего, древнее котлинского горизонта и не может быть моложе).

В работе [6] использованы новые датировки туфовых прослоев в верхнем венде Среднего и Южного Урала и дана корреляция сыльвицкой и ашинской серий (рис. 1). С учетом немного более поздних взглядов первого соавтора статьи, высказанных в его докторской диссертации [5], что зафиксировано также в тезисах Б.С. Соколова [16], в сыльвицкой серии Среднего Урала выделяются три горизонта позднего венда: редкинский, беломорский (вместо «промежуточного» по [6]) и котлинский. Аналоги более верхнего, ровенского, горизонта на Среднем Урале отсутствуют, а лонтовасского (усть-сылвицкая свита) — относятся к кембрию.

При корреляции разреза сыльвицкой свиты с ашинской почему-то (это не объяснено) старопечнинская и перевалокская свиты в работах [5, 6] сопоставляются с бакеевской, басинской и урюкской, в составе редкинского горизонта, что предполагает выпадение беломорского горизонта в ашинской свите. Однако такая корреляция противоречит наличию важного события в истории позднего венда как Среднего, так и Южного Урала: смене источника сноса терригенного материала в связи с тиманской орогенцией. Как показано детальными минералогическими исследованиями [10, 17–19], на границе урюкской и басинской свит происходит резкое изменение состава тяжелой фракции песчаников, изменение возраста детритных цирконов (появление цирконов с возрастом 580 и более млн. лет) и появление фенгитов, что объясняется сменой западного источника сноса на восточный. На Среднем Урале, по исследованиям, проведенным М.Л. Ключиной [1], резкое качественное изменение состава пород и тяжелой фракции происходит на границе перевалокской и чернокаменной свит. Таким образом, корреляция между разрезами верхнего венда Южного и Среднего Урала должна проводиться по подошве чернокаменной и басинской свит. Тогда датировка туфов в основании чернокаменной свиты ( $557 \pm 13$  млн. лет) может служить примерным ориентиром для определения возраста подошвы басинской свиты, а датировка туфов вблизи подошвы перевалокской свиты ( $567,2 \pm 3,9$  млн. лет) — ориентиром для возраста кровли бакеевской свиты (около 570 млн. лет). Не должно пройти без внимания и присутствие диамиктитов в основании бакеевской свиты (толпаровская и суировская свиты — ее фациальные аналоги). Это может служить дополнительным подтверждением правильности корреляции основания разреза сыльвицкой и ашинской серий, приведенной на рис. 1.

Нижним ограничением возраста сыльвицкой серии служит Rb-Sr (срх — вал) датировка эксплозивных брекчий пикритов  $608 \pm 3$  млн. лет [8]. Находящиеся в такой возрастной вилке диамиктиты могут быть предположительно отнесены к следам оледенения гляциопериода Гаскье — в соответствии с предположением Н.В. Чумакова [15]. Касаясь возраста этого гляциопериода, Н.В. Чумаков пишет следующее: «...Ледниковые отложения Гаскье хорошо описаны и датированы на Ньюфаундленде. По последним не вполне официальным данным его уточненные возрастные пределы составляют  $< 583,7 \pm 0,5$  и  $> 582,1 \pm 0,5$  млн. лет (U-Pb TIMS; цитируется по Hoffman, Li, 2009). Этим датировкам не противоречат цифры, полученные для диамиктитов Сквантум Массачусетса ( $< 595,5 \pm 2$  и  $> 565 \pm 3$  млн. лет, U-Pb, циркон из туфов; Thompson, Bowring, 2000)».

**Рис. 1.** Сопоставление верхнего венда Южного и Среднего Урала по Д.В. Гражданкину и др. [6]. При составлении разреза на окраине г. Усть-Катав использованы материалы В.И. Козлова, Н.Д. Сергеевой и А.Н. Абрамовой [1995 г.]

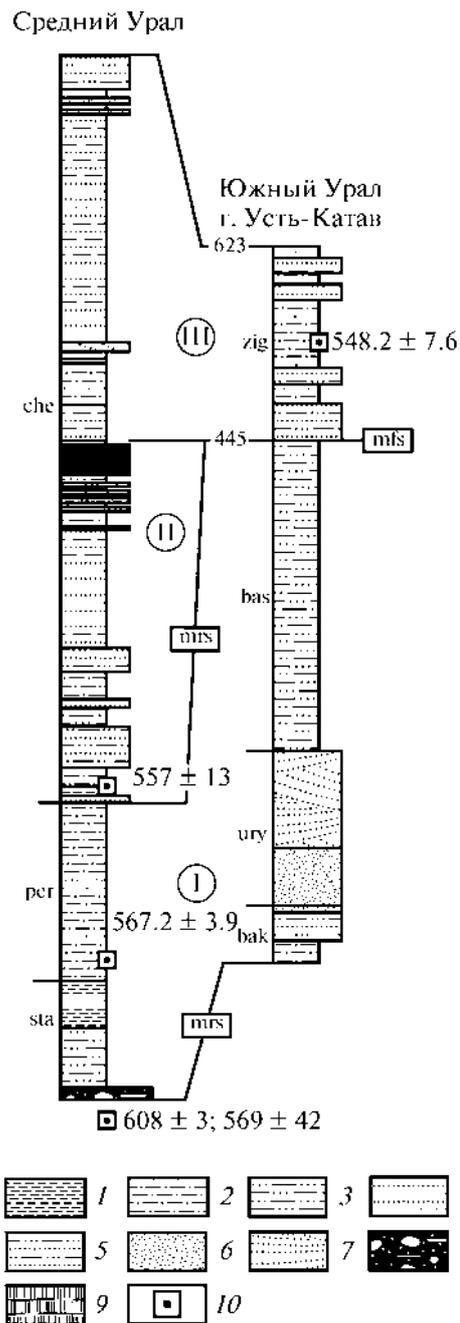
**Условные обозначения:** 1 — тонкослоистые аргиллиты, 2 — переслаивание аргиллитов и алевролитов, 3 — тонкослоистые алевролиты, 4 — переслаивание аргиллитов и песчаников, 5 — переслаивание алевролитов и песчаников, 6 — ровнослоистые песчаники, 7 — косослоистые песчаники, 8 — диамиктиты, 9 — покровы базальтов; 10 — стратиграфическое положение вулканических туфов, для которых получен U-Pb цирконовый возраст. Свиты: sta — старопечнинская, per — перевалокская, che — чернокаменная, bak — бакеевская, ury — урюкская, bas — басинская, zig — зиганская. Горизонты (цифры в кружках): I — редкинский, II — промежуточный между редкинским и котлинским, III — котлинский, IV — ровенский, V — лонтоваский. Возраст — млн. лет

Все изложенные данные позволяют ограничить возраст бакеевской свиты пределами 600–570 млн. лет, с более вероятным сужением до 585–570 млн. лет.

На Северном Урале (Полудов кряж) коррелятом марино-гляциальных диамиктитов низов сьлвицкой серии может быть чурочинская свита. Хотя эта свита в последнее время коррелируется с оледенением Марино [13], нам кажется, что остается возможность коррелировать ее с более молодым оледенением Гаскье, и в этом случае нижняя граница чурочинской свиты, так же как и бакеевской, вряд ли будет древнее 600 млн. лет., а лапландский горизонт (нижний венд) предстает на Урале в сильно урезанном виде.

### О возрасте кургашлинской свиты

Возраст кургашлинской свиты, считающейся аналогом бакеевской в более восточных районах БМА, является еще более неопределенным. Свита развита на восточном крыле БМА, в Кургашлинской синклинали; размеры последней примерно 30×3 км; она субмеридиональна и несколько раз пересекается меандрирующей долиной р. Белой (рис. 2). Свита представлена терригенно-сланцевыми отложениями с диамиктитами в основании. Согласно геологической съемке, она залегает на рифейских отложениях, представленных последовательностью свит (снизу вверх): инзерская, миньярская, укская и криволукская. Последняя, сложенная переслаиванием кварцитов, алевролитов и сланцев, развита только на восточном крыле БМА. Криволукская свита пересечена дайками долеритов, отсутствующими в вышележащей кургашлинской свите. В разрезе Кривая Лука наблюдается эрозионный контакт криволукской и кургашлинской свит, причем крупная дайка долеритов, рвущая криволукскую свиту, попадает в размыв; кургашлинская содержит обломки долеритов. Кургашлинская свита согласно перекрывается байназаровской (аналог урюкской), а та в свою очередь — басинской. Прямых данных о возрасте кургашлинской свиты нет, хотя согласно геологической съемке эта свита является примерным аналогом бакеевской. Неоднократно предпринимавшиеся попытки U-Pb датировки цирконов методом SHRIMP из дайки района Кривой Луки не дали однозначных результатов. Так, из пробы (K-15456) были получены цирконы с «машакским» возрастом, а также и более древние (сопоставимые с айскими и тараташскими), что свидетельствует о сильной контаминированности пробы древними цирконами. Лишь один циркон из десяти здесь дал конкордантный возраст



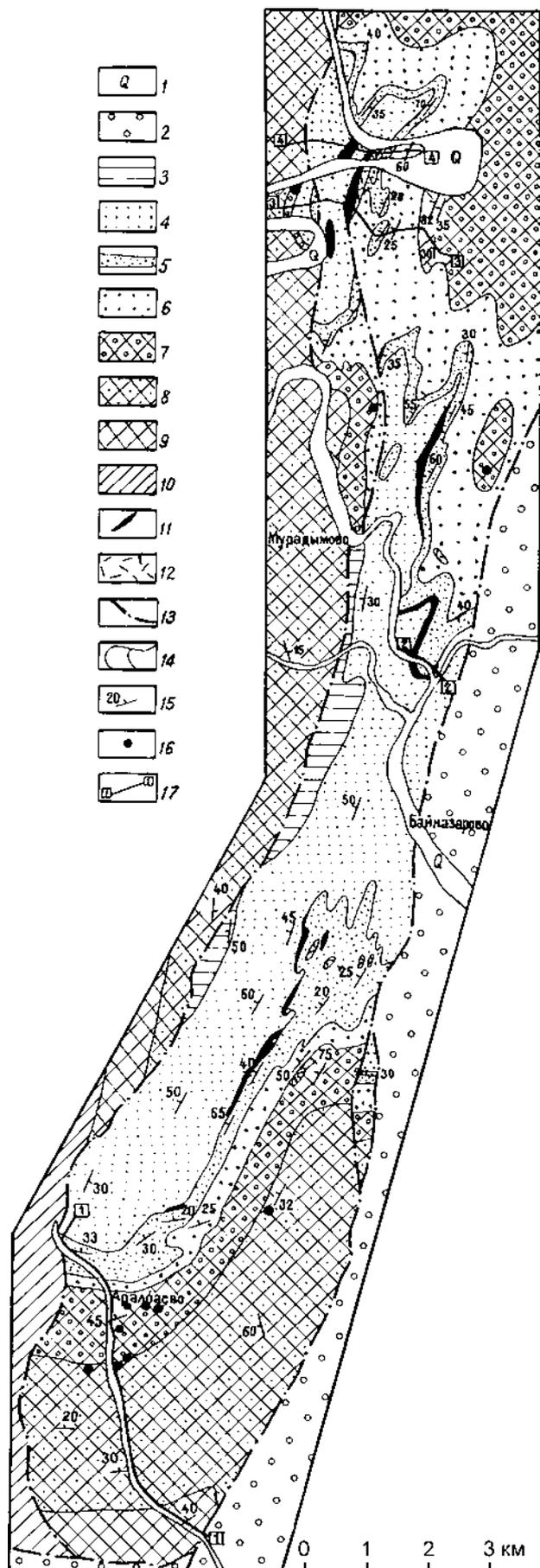


Рис. 2. Геологическая схема Криволукской синклинали (по В.И. Козлову)

Условные обозначения: 1 — аллювиальные отложения; 2 — палеозой; 3—10 — верхний протерозой, свиты: 3 — басинская, 4 — урюкская, верхняя толща, 5 — урюкская, нижняя толща маркирующих аркозовых и кварцевых песчаников, 6 — бакеевская, 7 — укская, 8 — миньярская, 9 — инзерская, 10 — катавская и зильмердакская объединенные; 11 — тилитоподобные конгломераты; 12 — габбродиабазы; 13 — разрывные нарушения; 14 — нормальные стратиграфические и интрузивные контакты; 15 — направление и угол падения слоистости; 16 — места сбора определенных микрофитолитов; 17 — местонахождение опорных разрезов. На схеме цифры в квадратиках соответствуют номерам опорных разрезов: 1 — Аралбаевский по руч. Бугунды; 2 — устье р. Апшак; 3 — южный берег излучины Кривая Лука (р. Белая); 4 — широтный хребтик излучины Кривая Лука

720±260 млн. лет, не противоречащий геологическим данным.

### О верхней возрастной границе серии

Туфы в нижней части зиганской свиты датированы U-Pb методом (по цирконам) как 548,2±7,6 млн. лет [6]. Тем не менее возраст верхней части вендского разреза Южного Урала является дискуссионным: недавно были приведены сведения о находках мелких фрагментов раковинной фауны в куккараукской свите, подстилающей зиганскую [9]. Это очень небольшие, от 1 мм до сотен мкм, обломки, описанные как фрагменты *Obolidae* (устное сообщение палеонтолога).

Надо иметь в виду, что первая скелетная фауна появляется в немакит-далдынском горизонте Сибири (аналог котлинского и ровненского), т.е. начиная с 500 млн. лет [16], а граница венда и кембрия установлена на 542 млн. лет, так что остается возможность, что эти обломки принадлежат представителям немакит-далдынской биоты.

### Литература:

1. Аблизин Б.Д., Ключина М.Л., Курбацкий А.М., Курбацкая Ф.А. Верхний рифей и венд западного склона Урала. — М.: Наука, 1982. — 187 с.
2. Беккер Ю.Р. Древнейшая эдиакарская биота Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1992. — № 6. — С. 16—24.
3. Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. — М.: Наука, 1985. — Т. 1. — 222 с. — Т. 2. — 238 с.

4. **Горожанин В.М.** К вопросу о нижней границе венда на Южном Урале // Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты. – Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1988. – С. 41–45.
5. **Гражданкин Д. В.** Хроностратиграфия верхнего венда (на примере разрезов северо-восточной окраины Восточно-Европейской платформы и западного склона Среднего Урала): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. – Новосибирск, 2011 – 32 с.
6. **Гражданкин Д.В., Марусин В.В., Меерт Дж. и др.** Котлинский горизонт на Южном Урале // Докл. РАН. – 2011. – Т. 440, № 2. – С. 201–206.
7. Дополнения к стратиграфическому кодексу России / *Отв. ред. А.И. Жамойда.* – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. – 112 с.
8. **Карпухина Е.В., Первов В.А., Журавлев Д.З.** Петрология щелочного вулканизма — индикатора поздне-вендского рифтогенеза, западный склон Урала // Петрология. – 2001. – Т. 9, № 5. – С. 480–503.
9. **Кузнецов Н.Б., Шацлло А.В.** Первые находки скелетных органических остатков в куккараукской свите Ашинской серии Южного Урала и их значение для определения начала Протоуральско-Тиманской коллизии // Докл. РАН. – 2011. – Т. 440, № 3. – С. 378–383.
10. **Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацлло А.В. и др.** Первые результаты массового U/Pb изотопного датирования (LA-ICP-MS) детритных цирконов из ашинской серии Южного Урала: палеогеографический и палеотектонический аспекты // Докл. РАН. – 2012. – Т. 447, № 1. – С. 73–79.
11. Опорные разрезы рифея и венда Южного Урала: Путеводитель экскурсии / *Ю.П. Беккер, В.И. Козлов, В.Н. Пучков, М.Е. Раабен, Н.А. Румянцева, В.Н. Сергеев.* – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. – 103 с.
12. **Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Козлов В.И., Сергеева Н.Д.** Новые определения изотопного возраста вулканических излияний в типовом разрезе рифея и венда Южного Урала: следствия для стратиграфии и тектоники // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Матер. IX Межрег. науч.-практ. конф. Уфа, ноябрь, 2012,– Уфа: ДизайнПресс, 2012. – С. 52–56.
13. **Сергеев В.Н., Чумаков Н.М., Семихатов М.А., Воробьева Н.Г.** Микрофоссилии в венчающих доломитах чурочинской свиты нижнего венда Полюдова кряжа (Северный Урал): палеобиологический подход к интерпретации позднепротерозойских оледенений// Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2012. – Т. 20, № 6. – С. 20–27.
14. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). – Екатеринбург: Межвед. Стратигр. Комитет России, 1993. – 151 схема.
15. **Чумаков Н.М.** Африканская ледниковая эра позднего протерозоя // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2011. – Т. 19, № 1. – С. 3–33.
16. **Sokolov B.S.** Chronostratigraphic space of the lithosphere, and the Vendian a geohistorical subdivision of the Neoproterozoic // Neoproterozoic sedimentary basins Stratigraphy, Geodynamics and petroleum potentioa. – Novosibirsk, IPGG SB RAS, 2011. – P. 4–5.
17. **Willner A.P., Ermolaeva T., Stroink L., Glasmacher U.A., Giese U., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Walter R.** Contrasting provenance signals in Riphean and Vendian sandstones in the SW Urals (Russia): constraints for a change from passive to active continental margin conditions in the Neoproterozoic // Precambrian Research. – 2001. – V. 110, (1–4). – P. 215–239.
18. **Willner A., Sondern S., Ermolaeva T., Kramm U., Puchkov V. et al.** Typology and single grain U/Pb ages of detrital zircons from Proterozoic sandstones in the SW Urals (Russia): early time markers at the eastern margin of the Baltica // Prec. Res. – 2003. – V. 134. – P. 1–20.
19. **Willner A.P., Wartho J.-A., Kramm U., Puchkov V.N.** Laser  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  ages of single detrital white mica grains related to the exhumation of Neoproterozoic and Late Devonian high pressure rocks in the Southern Urals (Russia) // Geol. Mag. – 2004. – V. 141 (2). – P. 161–172.

## НОВЫЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ИЗОТОПНОГО ВОЗРАСТА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ИЗЛИЯНИЙ В ТИПОВОМ РАЗРЕЗЕ РИФЕЯ И ВЕНДА ЮЖНОГО УРАЛА: СЛЕДСТВИЯ ДЛЯ СТРАТИГРАФИИ И ТЕКТониКИ

*В.Н. Пучков<sup>1</sup>, А.А. Краснобаев<sup>2</sup>, В.И. Козлов<sup>1</sup>, Н.Д. Сергеева<sup>1</sup>*

<sup>1</sup> *Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа*

<sup>2</sup> *Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург*

В последние годы, после длительного периода застоя, резко активизировалась работа по датированию вулканогенных комплексов в разрезах, относимых к рифею и венду [15] на территории Башкирского мегантиклинория (БМА) Южного Урала. Верхнепротерозойские отложения рифея и венда БМА примерно отвечают Мезо- и Неопротерозою Международной стратиграфической шкалы [23]. Интерес к этой проблеме повысился в связи с совершенствованием методов изотопного датирования, что позволяло надеяться на уточнение возрастных рубежей стратиграфической шкалы соответствующей части протерозоя в одном из наиболее представительных разрезов. Кроме того, расчленение значительной части протерозоя, предлагаемое Международной Комиссией, — деление на системы/периоды с равной длительностью (200 млн. лет), без привязки к конкретным разрезам, — противоречит традиционным принципам стратиграфии и является неудовлетворительным, что отмечалось уже давно [18].

Лавовые излияния развиты на трех уровнях рифейско-вендского разреза БМА, и определение их возраста позволяет датировать вмещающие толщи. Лавовые потоки, отличающиеся низкой степенью вторичных изменений, известны в навышской подсвите айской свиты нижнего рифея, в машакской свите среднего рифея и в аршинской свите, которая в Унифицированных схемах относилась к нижнему венду. В верхнем венде в последнее время установлены туфовые прослои [1], однако этого вопроса мы здесь не касаемся.

### Вулканыты айской свиты

Определение возраста навышской подсвиты айской свиты имеет критическое значение для уточнения нижнего возрастного рубежа рифея, поскольку подошва рифея находится в ~400 м ниже по разрезу от вулканитов, и проводится в основании полимиктовых конгломератов айской свиты, перекрывающей с угловым несогласием тараташский кристаллический комплекс раннего протерозоя.

По данным предыдущих исследований, полученным в результате комплексного применения К-Аг, Rb-Sr и U-Pb методов возраст вулканитов навышского комплекса был определен на уровне  $1615 \pm 45$  млн. лет [4].

Многие годы эта датировка навышских вулканитов использовалась для обоснования возрастного положения нижней границы рифея в различных стратиграфических схемах, включая стратиграфическую схему докембрия России [17] и Урала [15], а также и шкалу геологического времени У.Б. Харленда и др. [16], на уровне 1650 млн. лет.

С развитием современных методов изотопных исследований появился шанс проверить и уточнить эту датировку. По методике SHRIMP [24] были исследованы цирконы из новых проб вулканитов навышского комплекса. Поначалу результаты оказались обескураживающими. В двух пробах на руч. Ушат (рис. 1) цирконы из базальтоидов, всеми предыдущими исследователями включавшихся в состав навышского вулканогенного комплекса, были датированы  $441,8 \pm 8,2$  и  $437 \pm 11$  млн. лет; этот уровень, интерпретируемый как возраст дайкового роя, был прослежен и в других районах Башкирского мегантиклинория [10, 11]. В 11 пробах возрастные параметры цирконов укладывались в интервал 1350–1400 млн. лет, указывая тем самым на машакский (среднерифейский) уровень их образования, что не только усложняло задачу, но и противоречило

всему объему накопленных знаний, хотя некоторые исследователи [13] уже прямо утверждали, что изученные ими вулканы навашского комплекса имеют среднерифейский возраст. Тем не менее вновь полученные данные о строении кристаллов циркона, отражающие их полигенную природу, способствовали продолжению работ и вывели на новый результат.

В 2011 г одна из 5 проб навашских вулкаников (пр. 2152, трахибазальтовый порфирит, юго-восточнее д. Аршинка,  $55^{\circ}31'41,7''\text{N}$ ;  $059^{\circ}40'48,5''\text{E}$ , рис. 1) нарушила столь удручающую и уже «привычную» традицию. Цирконы этой пробы отличались от других по составу, хорошей сохранности и возрасту [7].

О высокой сохранности цирконов свидетельствуют близкие, практически конкордантные цифры возраста по различным изотопным отношениям для большинства кристаллов, и тесное («кластерное») расположение их аналитических данных вблизи конкордии. Для всех исследованных кристаллов (14 зерен), включая и преобразованные, получена дискордия с параметрами  $T_1 = 1752 \pm 18$  млн. лет и  $t = 227 \pm 94$  млн. лет, СКВО = 1,01. Первая цифра может рассматриваться как показатель возраста цирконов вулкаников, а вторая цифра — как результат их «позднеуральских», син-орогенических преобразований. Несколько уточнить датировку  $T_1$  удалось по кристаллам, испытавшим минимальные преобразования, т.е. максимально отвечающим параметрам «первичной субстанции». Полученное для них значение возраста  $T_0 = 1752 \pm 11$  млн. лет практически подтверждает предыдущее и максимально (с пониженной ошибкой) отвечает возрасту самих вулкаников. Этот возрастной рубеж является индикаторным не только для навашских вулкаников, но и для нижней границы всего рифейского разреза Южного Урала. Он не противоречит данным о наиболее молодом возрасте гранитизации в условиях амфиболитового метаморфизма в кристаллическом фундаменте этого региона  $1777 \pm 79$  млн. лет [6]. Не противоречат этому и данные [14] о минимальном возрасте гранитов тараташского комплекса примерно в 1800 млн. лет. Таким образом, возраст основания рифея не выходит за пределы 1750–1800 млн. лет.

Предварительно следует отметить, что полученная датировка вулкаников (около 1750 млн. лет) вписывается в эпизод магматической деятельности, проявившийся на целом ряде континентов. Youbi et al. [25] обращают внимание на то, что базальты с этим возрастом развиты в Северной Африке. В своем постере на Симпозиуме по суперконтинентам (Хельсинки, 2012) они привели также ссылки на публикации, говорящие о развитии даек этого возраста на Сибирской платформе и в Лаврентии. Если учесть, что помимо нашей датировки айской свиты, на Балтике известны и другие проявления базальтоидного вулканизма на уровне 1750 млн. лет: дайка Ропручей Карелии [21] и наиболее молодые палеопротерозойские дайки Украинского щита [19], то вполне возможно, что ареал этого события еще расширится, и мы сможем говорить о проявлении суперплюма на уровне 1750 млн. лет — т.е. о событии, которое может служить временным репером при установлении нижней границы рифея и уточнении нижней границы мезопротерозоя. Вообще нам представляется, что возможности использования вулкаников крупных магматических провинций (LIPs) в целях геологической корреляции недооценены: синхронность проявления базальтоидного вулканизма на обширных территориях дает возможность использовать их высокий корреляционный потенциал в рамках событийной стратиграфии [22].

### Вулканы машакской свиты

В течение длительного времени представления о возрасте машакской свиты (нижняя граница среднего рифея) основывались на Rb-Sr ( $1346 \pm 41$  млн. лет, по породе) и U-Pb (циркон, «классический» метод по большому количеству зерен,  $1350 \pm 30$  млн. лет).

На этом основании возраст машакской свиты и основания юрматинской серии принимался как  $1348 \pm 30$  млн. лет [5]. Этот рубеж долгое время принимался в качестве возраста основания среднего рифея.

Датировки машакской свиты были нами неоднократно повторены. Первоначально, сделанные в 2006–2008 гг. на SHRIMP II (ВСЕГЕИ) датировки либо повторяли классическую, либо были значительно древнее: от 1436 до 1538 млн. лет ( $1337 \pm 19$ ;  $1347 \pm 15$ ;  $1357 \pm 42$ ;  $1366 \pm 6$ ;  $1366 \pm 10$ ;  $1370 \pm 16$ ; и также  $1436 \pm 14$ ;  $1465 \pm 22$ ;  $1478 \pm 22$ ;  $1482 \pm 14$ ,  $1494 \pm 14$ ;  $1508 \pm 19$ ;  $1528 \pm 43$ ;  $1538 \pm 12$ ),

что противоречило геологическим данным. Это вынуждало обратиться к альтернативным методам. В 2008 г. по двум образцам цирконов U-Pb методом CA-IDTIMS в Университете Бойси (США) были получены датировки  $1381,1 \pm 0,7$  млн. лет (средневзвешенная  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  дата) и  $1380,2 \pm 0,5$  млн. лет (средневзвешенная  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  дата) [12]. Это уже было близко к полученной нами ранее (U-Pb, бадделеит) в лаборатории Университета Торонто, Канада прецизионной датировке Главной Бакальской дайки долеритов, рвушей бакальскую свиту:  $1385,3 \pm 1,4$  млн. лет [20], и ранее опубликованным датировкам Бердяушского плутона и Кусинско-Копанской интрузии, которые рассматривались как комагматы машакских вулканитов.

Год спустя новая серия определений цирконов из риолитов машакской свиты была сделана во ВСЕГЕИ под непосредственным наблюдением А.А. Краснобаева. Датировки оказались стабильными и успешными, благодаря выявленному признаку цирконов, датирующих время извержения: наличию расплавных включений. Средневзвешенная датировка вулканитов по четырем пробам составила  $1383 \pm 3$  млн. лет; отмечено наличие единичных древних кристаллов ( $1597 \pm 27$  млн. лет) [8].

Одновременно две пробы цирконов из риолитов были посланы на SHRIMP в Австралию (одна новая и одна — контрольная); обе дали практически идентичный результат:  $1386 \pm 5$  и  $1386 \pm 6$  млн. лет. При этом австралийская лаборатория также подтвердила наличие отдельных древних кристаллов с датировками 1420–1550 млн. лет; они трактуются как унаследованные от субстрата. Поскольку датированные таким образом пробы находятся в 300–400 м выше основания юрматиния, нами предлагается принять возраст основания среднего рифея около 1400 млн. лет.

Нами показано [22], что машакское магматическое событие, в виде вулканитов, дайковых роев и глубинных интрузий, распространилось далеко за пределы Башкирского антиклинория (Восточно-Европейская платформа, Тиман, Гренландия, Сибирский кратон). Как и в случае с рубежом 1750 млн. лет, вулканизм на уровне 1380–1385 млн. лет может представлять собой магматическое событие субглобального масштаба, что небезынтересно с точки зрения магматической корреляции и совершенствования глобальной стратиграфической шкалы.

### Вулканиты аршинской серии

В районе Тирлянкой мульды Южного Урала, непосредственно подстилая отложения палеозоя, находится мощная (до 1,5 км) толща терригенных отложений, включающая тиллитовидные конгломераты. В средней части толщи значительное место занимают вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы. Толща с размывом залегает на укской свите верхнего рифея. До недавнего времени эта толща, как аршинская свита, относилась к нижнему венду [15]. Нами эта свита была переведена в ранг серии в составе четырех свит — байнасской, махмутовской, игонинской и шумской [3]. Изучение цирконов, выделенных из вулканогенных пород игонинской свиты, позволило прийти к выводу о полихронности аршинского вулканизма — о проявлении двух основных этапов в его эволюции с рубежами  $707,0 \pm 2,3$  млн. лет и  $732,1 \pm 1,7$  млн. лет [9]. Учитывая принятый в настоящее время возраст основания венда ( $600 \pm 10$  млн. лет) [2], мы не можем совместить эти данные с представлениями о ранневендском возрасте аршинской серии. С учетом геологических, аналитических и геохронологических данных появляется возможность выделить стратон аршиний (завершающий рифей RF<sub>4</sub>) в границах, приблизительно отвечающих интервалу 600–760 млн. лет, что отвечает низам эдиакария и в основном криогению международной шкалы.

### Выводы

Работы последних лет по датированию вулканитов в типовых разрезах рифея и венда БМА привели к существенной (до 100 млн. лет) корректировке возраста границ выделенных здесь стратиграфических подразделений и подчеркнули необходимость учета полученных данных при совершенствовании международной шкалы протерозоя.

Попутно эти данные позволили поставить вопрос о принадлежности айских и машакских вулканитов к крупным магматическим провинциям (LIPs), происхождение которых может быть связано с суперплюмами.

Мы не призываем принять в качестве международных рубежей границы нижнего, среднего и верхнего рифея, поскольку они отвечают (или могут отвечать) размывам. Однако такие границы можно было бы привязать к хорошо датированным вулканитам, связанным с суперплюмами, субсинхронно проявленными на больших территориях.

### Литература:

1. **Гражданкин Д.В., Марусин В.В., Меерт Дж. и др.** Котлинский горизонт на Южном Урале // Докл. РАН. – 2011. Т. 440, № 2. – С. 201–206.
2. Дополнения к стратиграфическому кодексу России / *Отв. ред. А.И. Жамойда.* – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. – 112 с.
3. **Козлов В.И., Пучков В.Н., Краснобаев А.А. и др.** Аршиний — новый стратон рифея в стратотипических разрезах Южного Урала // Геол. Сборник № 9 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2011. – С. 3–8.
4. **Краснобаев А.А., Бибилова Е.В., Ронкин Ю.Л., Козлов В.И.** Геохронология вулканитов айской свиты и изотопный возраст нижней границы рифея // Известия АН СССР, Сер. геол. – 1992. – № 6. – С. 25–41.
5. **Краснобаев А.А., Бибилова Е.В., Степанов А.И. и др.** Возраст эффузивов машакской свиты и проблема радиологической границы нижний – средний рифей // Изотопное датирование процессов вулканизма и осадкообразования. – М.: Наука, 1985. – С. 118–124.
6. **Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. и др.** Цирконология железистых кварцитов тараташского комплекса на Южном Урале // Докл. РАН. – 2011. – Т. 437, № 6. – С. 1–5.
7. **Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. и др.** Цирконология навышских вулканитов айской свиты и проблема возраста нижней границы рифея на Южном Урале // Докл. РАН. – В печати.
8. **Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. и др.** Цирконовая геохронология машакских вулканитов и возраст рубежа нижний – средний рифей (Южный Урал) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – В печати.
9. **Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. и др.** Новые данные по цирконовой геохронологии аршинских вулканитов (Южный Урал) // Литосфера – В печати.
10. **Пучков В.Н.** Дайковые рои Урала и ассоциирующие с ними магматические комплексы // Геотектоника. – 2012. – № 1. – С. 1–11.
11. **Пучков В.Н., Козлов В.И., Краснобаев А.А.** Палеозойские U-Pb SHRIMP-датировки магматических пород Башкирского мегантиклинория // Геологический сборник № 9 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2011. – С. 36–43.
12. **Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Шмитц М. и др.** Новые U-Pb датировки машакской свиты Ю. Урала и их сравнительная оценка // Геологический сборник № 8 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. – С. 3–14.
13. **Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П.** Новые U-Pb SHRIMP II данные о возрасте Айской свиты Бурзянской серии Башкирского антиклинория, и проблема возраста нижней границы рифея // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюции в истории Земли: Матер. 5-го Всерос. литолог. совещ. – Екатеринбург, 2009. – С. 203–207.
14. **Синдерн С., Ронкин Ю.Л., Хетцель Р. и др.** Тараташский и Александровский метаморфические комплексы (Южный Урал): T-t ограничения // Ежегодник–2005 / ИГГ УрО РАН. – Екатеринбург, 2006. – С. 322–330.
15. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). – Екатеринбург: Межвед. Стратигр. Комитет России, 1993. – 151 схема.
16. **Харленд У.Б., Кокс А.В., Ллевелин П.Г. и др.** Шкала геологического времени. – М.: Мир, 1985. – 139 с.
17. **Шуркин К.А., Бибилова Е.В., Фук В.Л. и др.** Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия СССР // Общие вопросы расчленения докембрия СССР: Тез. докл. II Всесоюзного совещания. – Уфа: УНЦ УрО АН СССР, 1990. – С. 3–9.
18. **Bleeker W.** Towards a “natural” time scale for the Precambrian — a proposal // *Lethaia.* – 2004. – V. 5, No 2. – P. 219–222.
19. **Bogdanova S.V., Gintov O.B., Lubnina N.V.** 1.80–1.75 Ga Mafic dykes in the Ukrainian shield — a key to the paleogeography of Baltica within Columbia // Programme and Abstracts: Suprecontinent Symposium. – Helsinki, 2012. – P. 22–23.
20. **Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N. et al.** Geochemical Characterization of Precambrian magmatic suites of the southeastern margin of the East European Craton, Southern Urals, Russia // Geological Digest No 5 / Geol. Institute of the Ufimian scientific centre of RAS. – Ufa: DesignPoligraphService, 2006. – P. 119–161. [Геологический сборник № 5 / ИГ УНЦ РАН, Уфа: ДизайнПолиграфСервис].

21. Lubnina N.V., Pisarevsky S.A., Söderlund U. et al. New palaeomagnetic and geochronological data from the Ropruhey sill (Karelia, Russia): implications for Late Palaeoproterozoic palaeogeography // Programme and Abstracts: Suprecontinent Symposium. – Helsinki, 2012. – P. 81–82.
22. Puchkov V.N., Bogdanova S.V., Ernst R.E. et al. The ca. 1380 Ma Mashak igneous event of the Southern Urals // Lithos. – 2012. – <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2012.08.021>.
23. The Geologic Time Scale 2012 / F.M. Gradstein et al. (eds.). – Elsevier, 2012. – 1176 p.
24. Williams I.S. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Reviews Econom. Geol. – 1998. – V. 7. – P. 1–35.
25. Youbi N., Söderlund U., Ernst R. et al. U-Pb geochronology of dyke and sill swarms of the West African craton (Anti-Atlas inliers): possible links to break-up of Precambrian supercontinents // Programme and Abstracts: Suprecontinent Symposium. – Helsinki, 2012. – P. 156–157.

## ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЙ МЕТОД ВЫЯВЛЕНИЯ ГИАТУСОВ НА ПРИМЕРЕ ИЗУЧЕНИЯ ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ КОНОДОНТОВ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

*Р. Ч. Тагариева*

*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа*

В стратиграфии под гиатусом (от лат. *hiatus* — зияющее отверстие, трещина) подразумевается соответствующий перерыву интервал, выпадающий из стратиграфической последовательности стратисферы [8, 2]. В рассматриваемом случае только детальное изучение отложений с использованием фауны конодонтов дает возможность выявить в разрезах стратиграфические перерывы и оценить их длительность.

В верхнедевонских карбонатных разрезах (инзерский и аскынский типы) на западном склоне Южного Урала стратиграфические перерывы зафиксированы на рубеже франского и фаменского веков [3, 4, 5, 1, 9, 13]. Величина гиатусов в обоих типах разрезов непостоянная и варьирует в интервале зон *triangularis* – *rhomboidea*.

В разрезах инзерского типа (Лемезинский, Габдюково и Мендым) верхнедевонские отложения представлены гониатитовыми биофациями (рис. 1 А) [6, 1, 9]. В разрезах Габдюково и Мендым отсутствует основание фаменского яруса. Глубина перерыва равна интервалу подзон Early-Middle *triangularis* в разрезе Габдюково и зонам *triangularis* – *rhomboidea* в разрезе Мендым (см. рис. 1 А) [1]. Минимальная величина гиатуса, равная интервалу подзоны Late *triangularis*, выявлена в разрезе Лемезинский [9].

В разрезах аскынского типа (Большая Барма, Аккыр, Кукташ, Рязяк и Кук-Караук), где на границе F/F развиты брахиоподовые ракушняки, стратиграфический перерыв установлен выше барминского горизонта (см. рис. 1 А) [1, 9, 12]. В разрезах Аккыр, Кукташ и Рязяк гиатус соответствует интервалу конодонтовой подзоны Late *triangularis*. В разрезе Кук-Караук перерыв продолжителен и охватывает интервал зон Late *triangularis* – *rhomboidea* (см. рис. 1 А).

Выявление в разрезах стратиграфических перерывов и определение их продолжительности очень важно для восстановления палеогеографических обстановок прошлого. Так, зафиксированные по конодонтам стратиграфические перерывы на Южном Урале многие исследователи объясняют проявлением глобальной регрессии, приходящейся на рубеж франского и фаменского веков [2, 4, 5, 13]. Процесс обмеления подтверждается новыми данными, полученными после изучения биоразнообразия конодонтовых сообществ и изменений вариационной кривой  $\delta^{13}\text{C}$  в разрезах Большая Барма, Аккыр, Рязяк и Кук-Караук [10, 7, 11, 12].

Биофациальный анализ показывает, что в комплексах конодонтов аскынского горизонта в изученных разрезах преобладают таксоны пальматолепидной (глубоководной) биофации (около



77%) (см. рис. 1 Б). В кровле франского яруса (зона *linguiformis*) в конодонтовых ассоциациях резко начинают доминировать таксоны рода *Icriodus* (55%) — представители мелководной конодонтовой биофауны [10, 12, 14] (см. рис. 1 Б).

Изменение кривой содержания икриодид на рубеже франского и фаменского веков коррелируется с положительным экскурсом на вариационной кривой  $\delta^{13}\text{C}$  [11]. Возможно, это связано с уменьшением глубин бассейна в интервале конодонтовых зон *linguiformis* — *triangularis*, что отражено во многих разрезах западного склона Южного Урала в виде стратиграфических перерывов (см. рис. 1 А, Б).

*Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ) гранты № 11-05-00737-а и № 11-05-01105-а.*

### Литература:

1. **Абрамова А.Н.** Франский ярус западного склона Южного Урала. — Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 1999. — 55 с.
2. **Барабоскин Е.Ю., Веймарн А.Б., Копаевич Л.Ф., Найдин Д.П.** Изучение стратиграфических перерывов при производстве геологической съемки: Методические рекомендации. — М.: Изд-во МГУ, 2002. — 163 с.
3. **Барышев В.Н., Абрамова А.Н.** Зональное расчленение верхнедевонских отложений западного склона Южного Урала по конодонтам // Ежегодник—1995 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа, 1996. — С. 26–30.
4. **Веймарн А.Б., Кузмин А.В., Кононова Л.И. и др.** Проявление глобальных геологических событий на границе франского и фаменского ярусов в Тимано-Печорской провинции, центральных районах Русской платформы, на Урале и в Казахстане // Сборник докладов. — М.: Изд-во МГУ, 1996. — С. 67–78.
5. **Веймарн А.Б., Найдин Д.П., Копаевич Л.Ф. и др.** Методы анализа глобальных катастрофических событий при детальном стратиграфическом исследовании: Методич. рекомендации. — М.: Изд-во МГУ, 1998. — 190 с.
6. **Домрачев С.М.** Девон хребта Каратау и прилегающих районов Южного Урала // Тр. ВНИГРИ. — 1952. — Нов. сер. — Вып. 61. — С. 5–121.
7. **Изох О.П., Мизенс А.Г.** Первые данные по изменению изотопного состава углерода в пограничных франско-фаменских отложениях Южного Урала // Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии «Изотопные системы и время геологических процессов» (2–4 июня 2009 г.). — СПб., 2009. — Т. 1. — С. 211–212.
8. **Найдин Д.П.** Перерывы и hiatus в стратиграфии // Изв. Вузov, сер. геол. и разведка. — 2001. — № 5. — С. 5–9.
9. **Abramova A.N., Artyushkova O.V.** The Frasnian-Famennian boundary in the Southern Urals // Geol. Quart. — 2004. — V 48 (3). — P. 137–154.
10. **Artyushkova O.V., Tagarieva R.Ch., Mizens A.G.** The Barma Beds as a Biostratigraphic Marker of the Famennian Base in the South Urals // Biostratigraphy, paleogeography and events in Devonian and Lower Carboniferous: SDS/IGCP 596 joint field meeting. Ufa, Novosibirsk, Russia, Jul., 20 – Aug., 10, 2011. — Novosibirsk: Publish. House of SB RAS, 2011. — P. 22–24.
11. **Izokh O.G.** Carbon-Isotope characteristics of Frasnian-Famennian carbonates in the South Urals // Biostratigraphy, paleogeography and events in Devonian and Lower Carboniferous: SDS/IGCP 596 joint field meeting/ Ufa, Novosibirsk, Russia, Jul., 20 – Aug., 10, 2011. — Novosibirsk: Publishing House of SB RAS. 2011. — P. 63–64.
12. **Tagarieva R.Ch.** Conodont Biodiversity at the F/F boundary interval in carbonate sections of western slope of the South Urals / IGCP 596 Opening Meeting. —Graz, 19–24 Sep., 2011. — Graz, 2011. — P. 86–87.
13. **Veimarn A.B., Puchkov V.N., Abramova A.N. et al.** Stratigraphy and geological event at the Frasnian-Famennian boundary in the South Urals // Geological Quarterly. — 2004. — V. 48 (3). — P. 233–244.
14. **Ziegler W., Sandberg C.F.** The Late Devonian Standard Conodont Zonation // Courier Forschungsinstitut Senckenberg. — 1990. — V. 121. — P. 1–115.

## ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТА СКОРОСТЕЙ СЕДИМЕНТАЦИИ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕГО И ВЕРХНЕГО ДЕВОНА ЗАПАДНО-МАГНИТОГОРСКОЙ ЗОНЫ ЮЖНОГО УРАЛА

*А.М. Фазлиахметов*

*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа; E-mail: famrb@mail.ru*

Девонские отложения Магнитогорской мегазоны Южного Урала представлены разнообразными вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями, сформировавшимися в результате или под существенным влиянием процессов островодужного вулканизма. Начиная с 1930-х годов в Магнитогорской мегазоне (ММЗ) было выделено множество местных стратиграфических подразделений. Их увязка между собой и со шкалами высшего ранга осложнялась многими факторами: прежде всего, небольшим числом находок макрофауны и изменчивым составом вулканогенно-осадочных толщ, не дававшим возможности их коррелировать по вещественным признакам. Широко применяемые сегодня методы секвентной стратиграфии, по всей видимости, также оказались бы существенно ограничены, что обусловлено незначительным влиянием колебаний уровня океана на динамику обломочных осадков, по сравнению с вулканическими и тектоническими процессами [6]. Единственным методом, способным обеспечить максимальную достоверность корреляции синхронных отложений, оказался биостратиграфический, основанный на изучении отпечатков конодонтов. В настоящее время все местные стратиграфические подразделения увязаны между собой и с Международной стратиграфической шкалой [3]. Детальность стратиграфической схемы ММЗ [3] позволяет проследить от разреза к разрезу изменения в мощностях свит и толщ, определить продолжительность их формирования и среднюю скорость седиментации (рис.), что важно для выявления особенностей водной сортировки вулканокластике и иных фундаментальных закономерностей седиментогенеза в областях вулканизма.

Время формирования свит рассчитано на основе Международной стратиграфической шкалы [7], с учетом данных о длительности конодонтовых зон [1, 8]. Скорость седиментации рассчитывалась для отложений 6 свит по 9 разрезам путем деления мощности на время формирования. Результаты вынесены на график «скорость — время» (см. рис.). Скорость седиментации выражена в миллиметрах на тысячу лет (Б — единица Бубнова), время — в млн. лет. Уплотнение осадков не учтено.

На полученных графиках скоростей седиментации видно, что накопление флишевых (в терминологии [5]) отложений улутауской, мукасовской и биягодинской свит протекало со скоростями, сопоставимыми со скоростью лавинной седиментации (более 100 мм/тыс. лет, по [2]). По латерали зоны максимального накопления осадков (депоцентры) достаточно резко сменялись областями медленного накопления преимущественно кремнистых отложений малой мощности. Интересно отметить, что в живетском веке депоцентр бассейна отделялся от расположенных на востоке вулканических очагов областью пониженных скоростей седиментации, отвечающей глубоководному склону Магнитогорской островной дуги (юг Узункырской подзоны) [4]. Во время формирования биягодинской свиты (конец франского — начало фаменского века) зоны вулканизма и депоцентр слились, что может быть обусловлено двумя причинами: с одной стороны, смещением вулканической оси островной дуги, с другой — уменьшением перепада глубин между областями мобилизации и аккумуляции, т. е. глубоководный склон стал менее выражен.

Начиная со времени формирования отложений зилаирской свиты (начало фаменского века) скорости седиментации существенно снизились. Перестал существовать их контраст по латерали, характерный для предыдущих этапов. Вероятно, это является отражением глобальных событий, происшедших в конце франского и начале фаменского веков.

Представленные графики наглядно отражают общие тенденции развития бассейна седиментации и могут служить основанием для постановки литолого-седиментологических исследований, требующих детальных полевых работ. Некоторые сложности могут возникать при изучении пограничных отложений. Объясняется это тем, что во многих разрезах свиты связаны постепенными

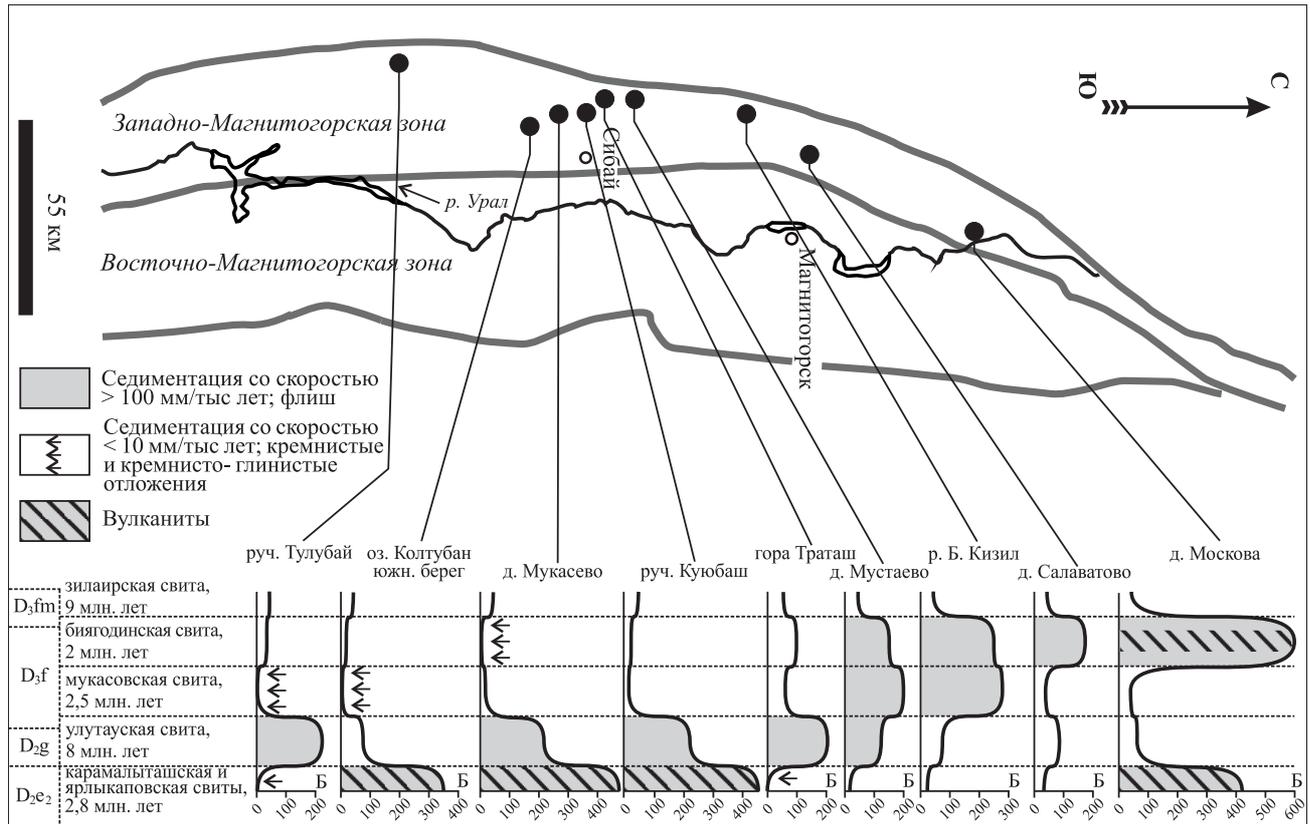


Рис. Положение разрезов и графики скоростей седиментации

переходами, а их границы установлены по конодонтам, местонахождение которых не всегда с уверенностью можно найти. Решением данной проблемы может служить создание банка геологической информации, где будут даны подробные привязки местонахождений фауны и других важных объектов с указанием географических координат, описаниями обнажений, фотографиями, отметками на аэрокосмоснимках и т. д.

*Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ: проект № 12-05-31505 мол\_a.*

#### Литература:

1. **Беляева Н.В.** Модель седиментации франско-турнейских отложений на северо-востоке Европейской платформы: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. — М., 2000. — 50 с.
2. **Лисицын А.П.** Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. — М.: Наука. 1988. — 309 с.
3. **Маслов В.А., Артюшкова О.В.** Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. — 288 с.
4. **Фазлиахметов А.М.** Условия седиментации улутауской свиты Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала // Литосфера. — 2011. — № 2. — С. 42–52.
5. **Фролов В.Т.** Флишевая формация — уточнение понятия // Бюллетень МОИП. Отд. геол. — 1988. — Т. 63, вып. 4. — С. 16–32.
6. **Fazliakhmetov A.M.** Comparison of sedimentation on passive continental margins versus island arcs (by the example of the Ulutau Formation in the South Urals) // The 6th International Siberian Early Career GeoScientists Conference. — Novosibirsk, 2012. — P. 192–193.
7. International Stratigraphic Chart [Эл. ресурс] / Intern. Commission on Stratigraphy. — 2009. — <http://www.stratigraphy.org/upload/ISChart2009.pdf>.
8. **Ziegler W., Sandberg C.F.** The Late Devonian Standard Conodont Zonation // Cour. Forsch. (Inst. Senckenberg). — 1990. — V. 121. — P. 1–115.

## УФИМСКО-АЙСКАЯ ПОДНАДВИГОВАЯ ЗОНА — НОВЫЙ ПЕРСПЕКТИВНЫЙ ОБЪЕКТ ДЛЯ ПОИСКОВ НЕФТИ И ГАЗА НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ ЮЖНОГО УРАЛА

*И.М. Фархутдинов, А.М. Фархутдинов*

*Башкирский государственный университет, г. Уфа; E-mail: iskhakgeo@gmail.com*

Юрюзано-Сылвенская депрессия (далее по тексту ЮСД) представляет собой линейную зону погружения земной коры, прослеживающуюся перед западным фронтом складчатого Урала. Протяженность депрессии с юга на север составляет около 400 км, ее ширина, согласно общепринятым геологическим границам, варьирует от 50 до 80 км. ЮСД на юге граничит с Каратауским аллохтоном, на западе — с Уфимским плато, на востоке — со складчатым Уралом, с севера ограничивается Полудовым кряжем (рис. 1) [5]. В пределах ЮСД распространены региональные надвиги, к которым приурочены фронтальные антиклинальные складки, некоторые из которых содержат промышленные скопления углеводородов [2].

Стратиграфический разрез ЮСД представлен осадочными породами верхнего протерозоя, палеозоя, мезозоя и кайнозоя. По условиям образования они могут быть подразделены на два комплекса: отложения, относящиеся к основанию (ложу) прогиба (*предпрогибные*), которые накапливались в шельфовых условиях до начала формирования передового прогиба, и отложения *прогибные*, образованные во время погружения ложа перед надвигавшимся с востока Уральским орогеном. К первым относятся отложения с возрастом от протерозоя до раннего карбона включительно, ко вторым от среднего карбона до перми.

Отложения предпрогибные характеризуются идентичностью состава стратиграфических подразделений по ширине всей ЮСД, тогда как для осадков прогибных характерна смена формаций в ЮСД по латерали.

Поверхность архейско-раннепротерозойского кристаллического фундамента под ЮСД, по данным геофизики, погружается к востоку от 8 км (в районе Тастубского рифа) до 12,5 км на Урале. Палеозойские и докембрийские породы ЮСД погружаются на восток и юг, в целом согласуясь со структурой кристаллического фундамента.

Прогибные отложения ЮСД представлены карбонатными, терригенно-карбонатными и терригенными формациями, которые сменяются с запада на восток. Среди первых выделяются платформенные и рифовые формации, ко вторым относятся депрессионные, к третьим — флишевые.

Перечисленные формации средне-верхнекаменноугольных и нижнепермских отложений характеризуются четко выраженной закономерностью размещения. Они прослеживаются в виде полос уральского простирания, сменяясь последовательно с запада на восток от платформенных формаций к депрессионным и далее к флишу.

По миграции барьерных рифов, фиксирующих западный край прогиба, а также по перемещению границы карбонатных и терригенных пород на запад устанавливается расширение ЮСД в геологическом времени [5]. В позднекаменноугольный период граница прогиба с платформой проходила по меридиану Выдрзиского рифа, в ассельском веке она отодвинулась на 7–10 км к западу, в сакмарское время — еще на 15–20 км, а в артинское на 20–30 км. Общее расстояние миграции западной границы прогиба в течение только ранней перми составило 50–60 км. Таким образом, перемещаясь с востока на запад рифовые массивы ЮСД последовательно располагаются в отложениях более молодых стратиграфических подразделений. Общая величина смещения границы терригенных фаций в ЮСД, по данным В.Д. Наливкина, составляет 60–70 км.

В южной части ЮСД расположены два самостоятельных участка с преобладающими северо-западным и северо-восточным простираниями надвигов в отложениях палеозоя (см. рис. 1). Первый участок расположен в северо-западной части ЮСД, второй — в юго-восточной. Смена простираний дислокаций проходит по линии сел Михайловка — Верх. и Ниж. Тукбаево — Сулейманово — Емаши и соответствует линии простирания Таймеевско-Емашинского надвига. К северо-западу от этой

линии расположены Метелинский, Метелинский Встречный, Алегазовский, Яныбаевский, Яныбаевский Встречный и Муслимовский надвиги северо-западного простирания [2]. Во фронтальных частях надвигов расположены антиклинали, ориентированные длинной осью в северо-западном направлении.

К юго-востоку от вышеупомянутой линии распространены надвиговые дислокации северо-восточного простирания: Таймеевско-Емашинская, Мечетлинская, Артинская, Юкаликулевская, Апутовская, Сосновская и другие. Во фронтальных частях их также развиты валы антиклинальных складок. Северо-восточная ориентировка разрывных нарушений близка к уральской (варисской)

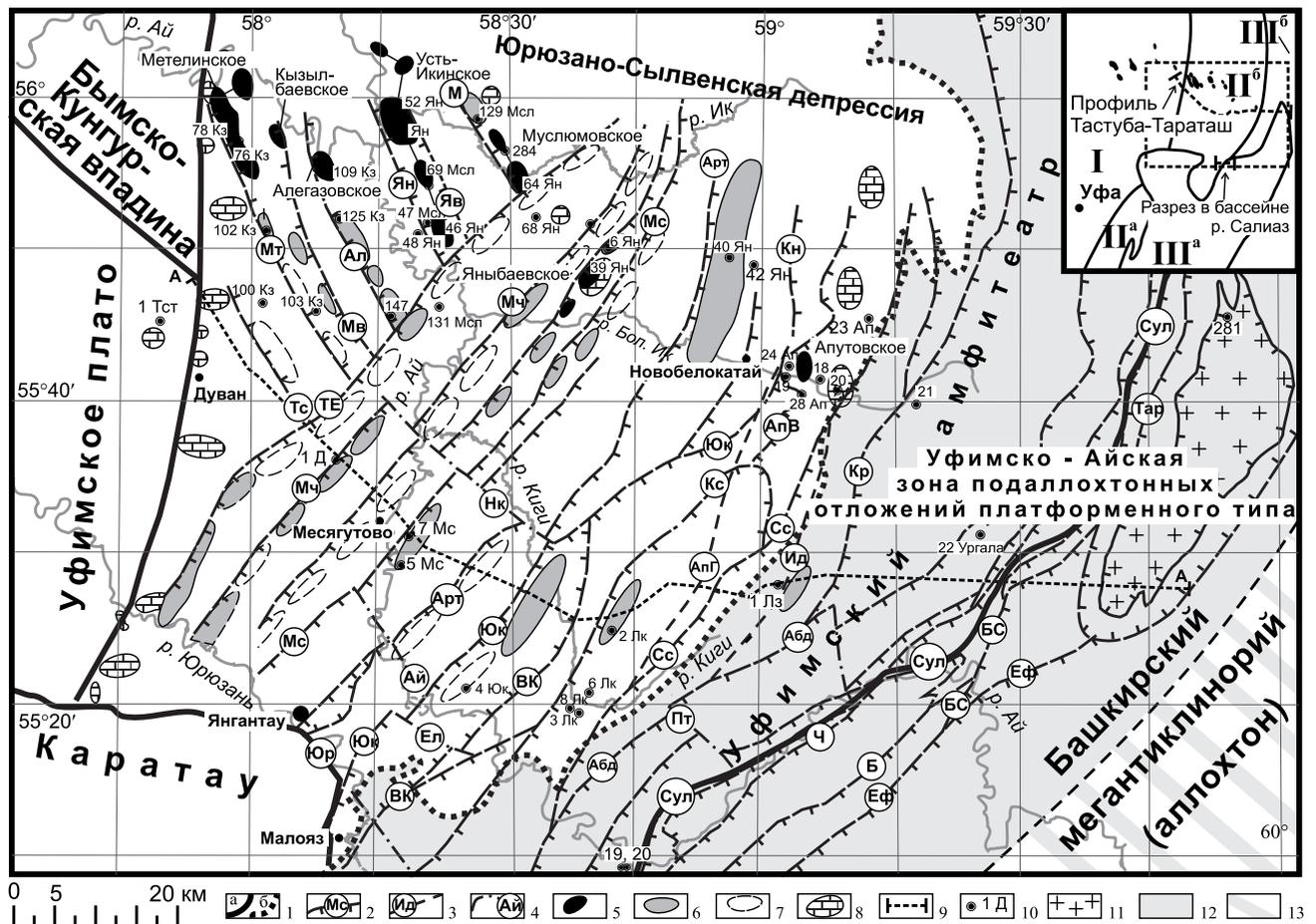


Рис. 1. Структурная схема юга Юрюзано-Сылвенской депрессии. Составил И.М. Фархутдинов по материалам Ю.В. Казанцева, геологической съемки, бурения и сейсмопрофилирования

**Условные обозначения:** римскими цифрами на обзорной карте обозначены структуры: I — Русская плита; II — Предуральский прогиб; II<sup>a</sup> — Бельская впадина, II<sup>b</sup> — Юрюзано-Сылвенская депрессия; III<sup>a</sup> — Башкирский мегантиклинорий; III<sup>b</sup> — Уфимский амфитеатр. 1 — границы структур первого порядка (а), восточная граница распространения нижнепермских отложений (б); 2 — надвиги (Тс — Тастубский, Мт — Метелинский, Мв — Метелинский Встречный, Ал — Алегазовский, Ян — Яныбаевский, Яв — Яныбаевский Встречный, М — Муслимовский, ТЕ — Таймеевско-Емашинский, Мч — Мечетлинский, Мс — Месягутовский, Юк — Юкаликулевский, Арт — Артинский, Кн — Казанский, ВК — Верхнекигинский, АпВ — Апутовский Верхний, Кс — Кисеикский, Сс — Сосновский, Кр — Карантауский, Абд — Абдрезяковский, Сул — Сулейнский, Ч — Чулковский, Тар — Тараташский, БС — Бакало-Саткинский, Аф — Ефремовский, Б — Багрушский); 3 — надвиги нижнего яруса структур (АпГ — Апутовский Глубинный, Ид — Идрисовский); 4 — сдвиги (Юр — Юрюзанский, Ай — Айский, НК — Нижнекигинский, Ел — Ельгильдинский); 5 — месторождения углеводородов; 6 — поднятия, подготовленные сейсморазведкой для поисково-разведочного бурения; 7 — предполагаемые поднятия; 8 — рифовые массивы; 9 — геологические профили (А—А — Тастуба—Тараташ); 10 — скважина, ее номер и название разведочной площади (Тст — Тастубская, Кз — Кызылбаевская, Мсл — Муслимовская, Ян — Яныбаевская, Д — Дуванская, Мс — Месягутовская, Лз — Леузинская, Юк — Юкаликулевская, Ап — Апутовская, Лк — Лаклинская); 11 — аллохтонные выходы архейского кристаллического фундамента (тараташский комплекс); 12 — Уфимско-Айская зона подаллохтонных отложений ЮСД платформенного типа; 13 — предполагаемое продолжение Уфимско-Айской зоны

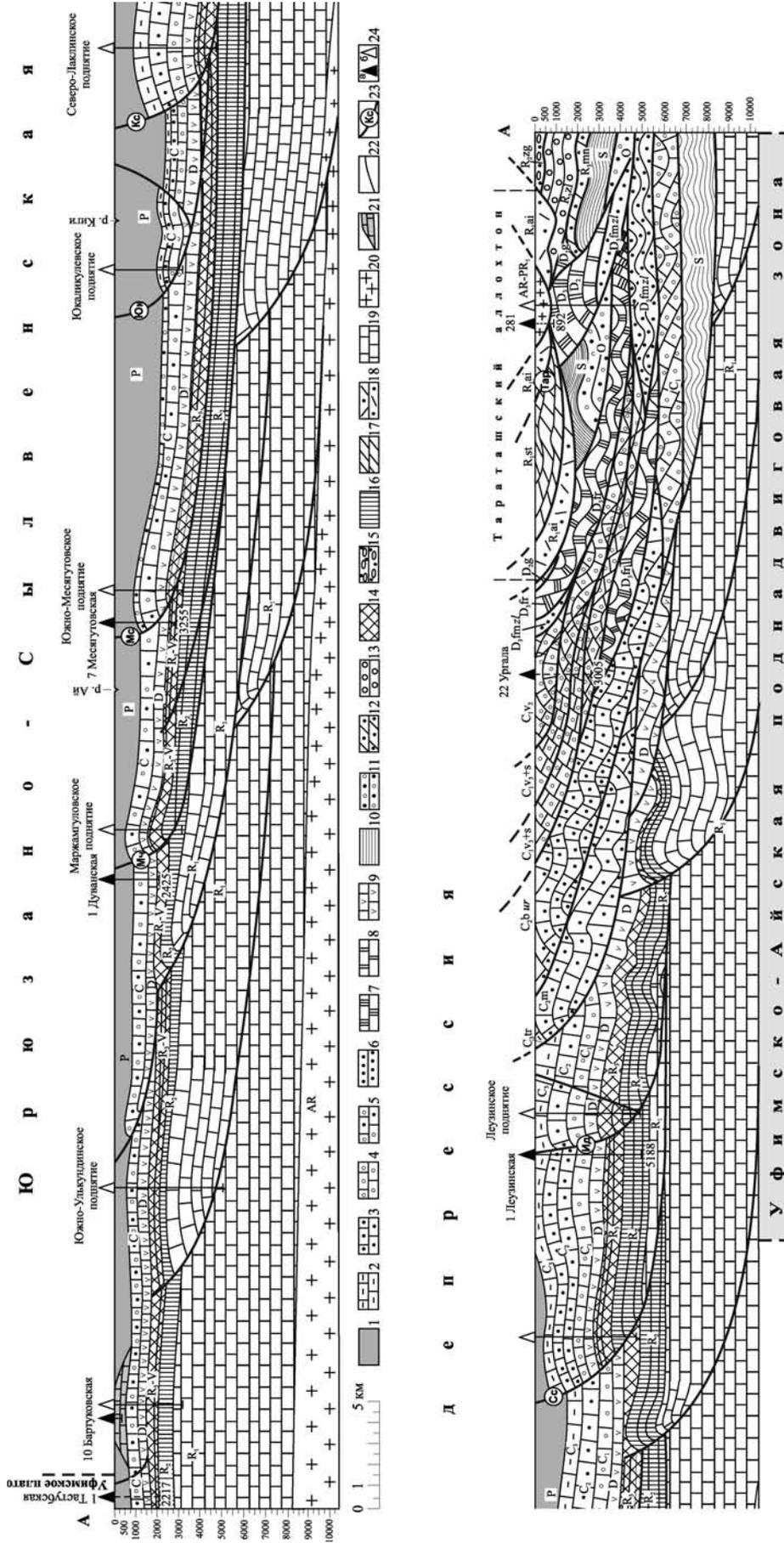


Рис. 2. Геологический профиль Тастуба – Тараташ. Составил И.М. Фархутдинов с использованием материалов геологической съемки, бурения, сейсморазведки (а также данных М.А. Камалетдинова, Ю.В. Казанцева и Т.С. Ардашевой)

складчатости. Это Мечетлинская, Месягутовская, Юкаликулевская и другие тектонические чешуи северо-восточного простирания, смятые в виде синформ, образованных падающими навстречу друг другу надвигами. Разрывные нарушения также осложнены асимметричными антиклинальными складками.

В некоторых из фронтальных антиклинальных складок открыты залежи нефти и газа в трещиноватых известняках верхнего и среднего карбона (в пределах Республики Башкортостан это — Метелинское, Кызылбаевское, Алегазовское, Устьикинское, Муслюмовское, Яныбаевское и Апутовское месторождения углеводородов).

Горизонтальная амплитуда надвигов и шарьяжей, интенсивность дислоцированности горных пород ЮСД возрастают с запада на восток по мере приближения к Уральскому орогену (рис. 2).

На западе краевая зона ЮСД по линии тектонического нарушения граничит с Уфимским плато. Восточная граница ЮСД со складчатым Уралом не настолько четкая, как западная, с Уфимским плато, чаще всего ее проводят по самым восточным выходам на поверхность нижнепермских отложений.

Кусинским отрядом Челябинской геологической экспедиции (руководитель Ф.А. Пискунов) в районе сочленения ЮСД со складчатым Уралом был пробурен ряд скважин, подтвердивший наличие платформенных автохтонных отложений ЮСД под уральским аллохтоном (рис. 3). Так, в районе Кукшикской группы бокситовых месторождений, скважины 19 и 20 под отложениями миньярской свиты верхнего рифея вскрыли фаменские известняки. Скважина 29, заложенная на левом берегу р. Салиаз, у западной окраины д. Ново-Сюрюкаево, под доломитами миньярской свиты в интервале 120–310 м дважды вскрыла живетско-нижнефранские известняки.

Представления о блоковом строении Урала раньше не допускали возможности продолжения платформенных отложений ЮСД под складчатыми сооружениями орогенной зоны, которые рассматривались как автохтонные. Считалось, что ЮСД имеет корытообразную форму с западным и восточным бортами. Причем восточный борт считался более крутым. С открытием шарьяжно-надвигового строения Урала положение коренным образом изменилось [3, 4 и др.]. Выяснилось, что ЮСД имеет форму обширной пологой моноклинали, погружающейся в восточном направлении и скрывающейся далее под шарьяжами Урала.

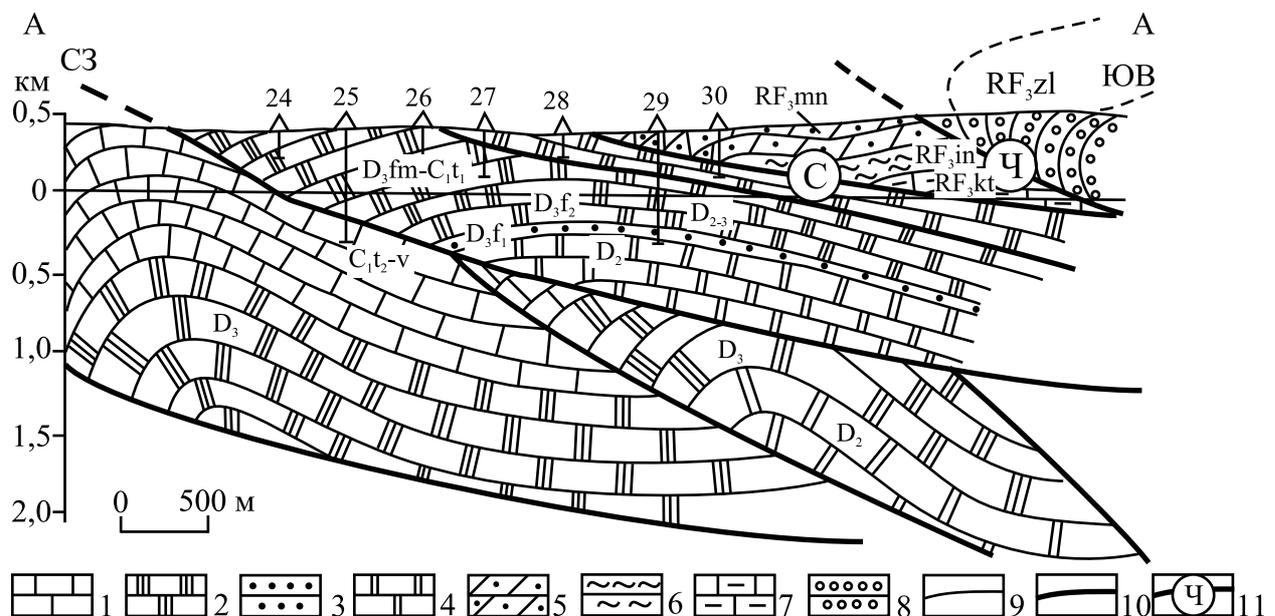


Рис. 3. Геологический разрез в бассейне р. Салиаз. Составлен с учетом данных Ф.А. Пискунова

Условные обозначения: 1 — известняки нижнего карбона; 2 — известняки верхнего девона; 3 — песчаники верхнего девона; 4 — известняки среднего девона; 5–8 — свиты верхнего рифея: 5 — миньярская, доломиты, 6 — инзерская, песчаники и алевролиты 7 — катавская, известняки 8 — зильмердакская, песчаники; 9 — стратиграфические границы; 10 — надвиги, установленные бурением и предполагаемые; 11 — надвиги: Ч — Чулковский, С — Сулейнский

Отсутствие восточного крыла ЮСД имеет важное значение для нефтяной геологии, позволяя вести поиски углеводородов далеко к востоку, где палеозой залегает под аллохтонами, сложенными породами протерозоя и архея.

Кроме того, если раньше существование восточного крыла считалось барьером, запирающим возможную миграцию нефти и газа с востока, со стороны складчатого Урала, то сейчас мы видим, что причина для отрицания гидродинамических связей между передовым прогибом и орогенной областью снимается.

Вышеупомянутые данные бурения, факт смещения границы терригенных и карбонатных формаций и миграции рифовых массивов с востока на запад являются доказательствами наличия под складчатым Уралом подаллохтонных отложений ЮСД, которые прослеживаются на восток на 50 км и более под аллохтонными образованиями Уфимского амфитеатра и Башкирского мегантиклинория. Это позволило авторам выделить новую *Уфимско-Айскую зону поднадвиговых платформенных отложений* [6] (см. рис. 2). Таким образом, ширина ЮСД составляет не 50–80 км, как считалось ранее, а 100–140 км за счет ее подаллохтонной части.

Авторы считают, что в автохтонных платформенных отложениях *Уфимско-Айской поднадвиговой зоны* можно прогнозировать открытие новых скоплений углеводородов.

### Литература:

1. Казанцев Ю.В., Гумерова А.Г. Закономерности строения и развития передовых прогибов Восточно-Европейской платформы // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. – 2008. – № 13. – С. 115–117.
2. Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Загребина А.И., Газизова С.А. Структурная геология северо-востока Башкортостана. – Уфа: АН РБ, Отд. наук о Земле и экологии, 1999. – 131 с.
3. Камалетдинов М.А. К вопросу о покровной тектонике Урала в свете новых данных // Геотектоника. – 1965. – № 1. – С. 93–105.
4. Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. – М.: Наука, 1974. – 229 с.
5. Наливкин В.Д. Фации и геологическая история Уфимского плато и Юрюзано-Сылвенской депрессии. – М.: Гостехиздат, 1950. – 126 с.
6. Фархутдинов И.М., Фархутдинов А.М. Поднадвиговая зона Юрюзано-Сылвенской депрессии — новый перспективный объект для поисков нефти и газа // Бурение и нефть. – 2012. – № 4. – С. 26–29.

## МЕЛКИЕ МЛЕКОПИТАЮЩИЕ ИЗ ОТЛОЖЕНИЙ ПЕЩЕРЫ МУРАДЫМОВСКАЯ 2 (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

*А.Г. Яковлев*

*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа*

Пещера Мурадымовская 2 находится на р. Бол. Ик, в Мурадымовском ущелье, в 3 км выше д. Алдыбаево, в Кугарчинском районе Республики Башкортостан. Пещера расположена на высоте 90 м над уровнем реки и в 30 м к востоку от пещеры Мурадымовской 1. Вход ориентирован на юг: высота — 1 м, ширина — 2 м.

Шурф размером 1×1 м был заложен В.Г. Котовым под наскальными рисунками в 60 м от входа, глубина шурфа 0,3 м. На дне шурфа вскрыто сплошное скопление известняковых глыб. В верхней части слоя, в прослойке с древесным углем и охрой мощностью до 5 см, обнаружен первый культурный слой. Глубже лежит второй культурный слой с артефактами и костями крупных млекопитающих. Мощность этого культурного слоя 0,15 м.

Из 3 условных горизонтов шурфа собраны немногочисленные костные остатки крупных млекопитающих, которые характерны как для позднего неоплейстоцена, так и для голоцена.

Высказано предположение о переотложении и смешивании костных остатков разного возраста в рыхлых отложениях пещеры [1].

Кости мелких млекопитающих из пещеры Мурадымовской 2 получены из концентрата, представленного В.Г. Котовым. Описание разреза составлено автором по материалам В.Г. Котова [1].

1. Кальцитовая корка мощность (0,01 м) или, при отсутствии кальцитовой корки, темно-серый суглинок (до 0,05 м)..... 0,01–0,05 м
2. Светло-бурый суглинок со щебнем известняка. В верхней части слоя, непосредственно под кальцитовой коркой встречены древесный уголь и куски охры. По древесному углю из этой части слоя (первый культурный слой) получена дата  $6900 \pm 600$  л. н. (RGI-58). Глубже, в интервале 0,05–0,2 м, залегает второй культурный слой, из верхней части которого по зубу лося получена дата  $24200 \pm 700$  л. н. (RGI-59) ..... 0,3 м.
3. Известняковые глыбы.

Все костные остатки мелких млекопитающих окрашены одинаково — в светло-коричневые тона. Отсутствие мелких зубов полевок, видимо, связано с промывкой отложений ситом с ячейкой более  $1 \times 1$  мм.

По абсолютным датам, полученным из слоя 2, можно предположить, что накопление осадков началось в начале последнего позднелепесточного (кудашевского) похолодания и продолжилось до начала среднего голоцена. Это подтверждается и таксономическим составом мелких млекопитающих в 1–3 условных горизонтах (табл.). В горной части Южного Урала сурки, тушканчики и тарбаганчики были характерны для фаун конца позднего неоплейстоцена. Пищухи, белозубки, слепушонки, степные пеструшки, узкочерепные полевки исчезли из южноуральских фаун в конце среднего голоцена. Летучие мыши были обычны в течение голоцена [2].

Таблица

### Мелкие млекопитающие из отложений пещеры Мурадымовской 2

	Слой 2		
	Условные горизонты (по В.Г. Котову)		
	1 (0–10 см)	2 (10–20 см)	3 (20–30 см)
Chiroptera	43	16	4
<i>Talpa europaea</i>		1	
<i>Sorex</i> sp.	2		
<i>Crocidura</i> sp.	2	2	
<i>Lepus</i> sp.	4	5	2
<i>Ochotona pusilla</i>	15	7	5
<i>Spermophilus</i> sp.	1	2	
<i>Marmota bobak</i>		1	
<i>Allactaga major</i>		1	
<i>Alactagulus pumilio</i>	3		1
<i>Apodemus</i> ex gr. <i>uralensis-agrarius</i>	1		
<i>Ellobius talpinus</i>	5	4	
<i>Cricetulus migratorius</i>		1	
<i>Allocricetulus eversmanni</i>		1	
<i>Cricetus cricetus</i>	8		
<i>Clethrionomys</i> ex gr. <i>glareolus-rutilus</i>	10	2	3
<i>Lagurus lagurus</i>	1	1	2
<i>Arvicola terrestris</i>	17	13	2
<i>Microtus gregalis</i>	5	8	2
<i>M. oeconomus</i>	3	3	1
<i>M. agrestis</i>	2	4	
<i>M.</i> ex gr. <i>arvalis-agrestis</i>	1		
<i>M. arvalis</i>	3	4	1
<i>M.</i> sp.	4	7	1
Всего:	130	83	24

## Литература:

1. Котов В.Г., Резников Е.Д., Румянцев М.М., Гимранов Д.О. Комплексные исследования пещер природного парка «Мурадымовское ущелье» в 2009 году // Природное и культурное наследие Южного Урала как инновационный ресурс: Матер. Всерос. науч.-практ. конф. 27–29 окт. 2009 г. – Уфа: ИИЯЛ УНЦ РАН, 2010. – С. 221–235.

2. Яковлев А.Г. Мелкие млекопитающие позднего неоплейстоцена и голоцена Южноуральского региона // Геологический сборник № 8 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. – С. 54–59.

## НОВЫЕ НАХОДКИ МЕЛКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ В КУЛЬТУРНОМ СЛОЕ ПЕЩЕРЫ ШУЛЬГАН-ТАШ (КАПОВА)

*А.Г. Яковлев*

*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа*

Благодаря наскальным палеолитическим рисункам пещера Шульган-Таш (Капова) является археологическим памятником мирового значения. К сожалению, культурные слои, так же как и остальные отложения пещеры, не богаты костными остатками мелких млекопитающих [1, 3], поэтому любые новые находки фауны важны для накопления биостратиграфических данных.

В.Г. Котов в 2008 г. провел раскопки на уступе Каскадной галереи, находящейся на втором этаже пещеры. Шурф был расположен вдоль трапа, размер шурфа составил 2×0,5 м глубина — 0,35 м. Шурф ориентирован в направлении юго-запад — северо-восток. Отложения вскрывались и промывались условными горизонтами мощностью около 5 см.

Шурфом вскрыты следующие слои (рис.) (составлено автором по описанию условных горизонтов В.Г. Котова).

1. Кальцитовая корка..... 0,01 м
2. Белесый суглинок с прослойками серовато-бурого суглинка, мелкими обломками известняка и фрагментами кальцитовой корки. По всей толще слоя встречаются отдельные угли, мелкие кости и небольшие фрагменты красной охры..... 0,06 м
3. Кальцитовая корка..... 0,01 м
4. Светло-бурый суглинок с глыбами известняка. В отложениях встречаются кости мелких млекопитающих, древесный уголь и фрагменты охры. Скальное основание шурфом не вскрыто..... 0,27 м

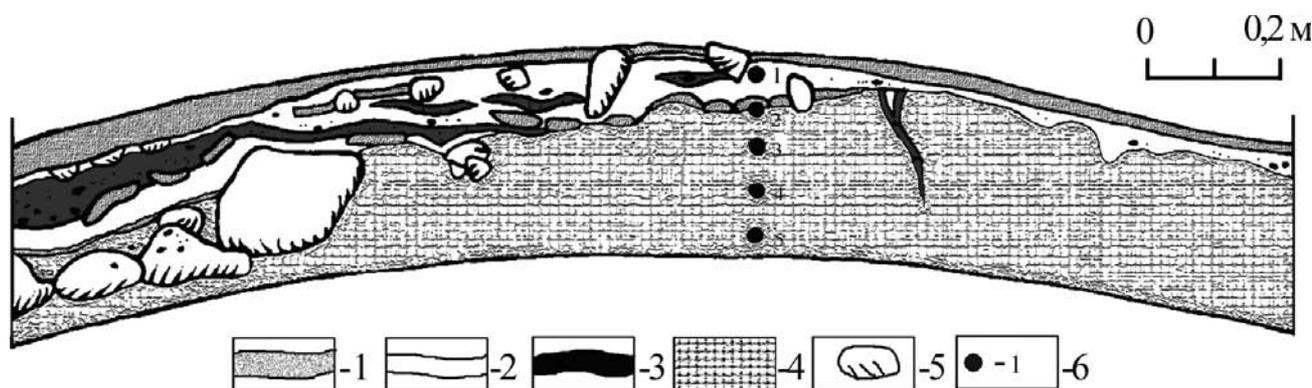


Рис. Пещера Шульган-Таш (Капова). Профиль западной стенки шурфа

Условные обозначения: 1 — кальцитовая корка, 2 — суглинок белесый, 3 — суглинок серовато-бурый с углем, 4 — суглинок светло-бурый, 5 — глыбы известняка, 6 — уровни условных горизонтов (по В.Г.Котову)

Общее количество определимых костных остатков мелких млекопитающих невелико — 103 кости, но тем не менее по выявленному видовому составу мелких млекопитающих из слоев 2 и 4 можно сделать предварительные выводы по возрасту вмещающих кости отложений (табл.).

Таблица

### Мелкие млекопитающие из отложений шурфа

	Слой 2		Слой 4			Всего
	Условные горизонты					
	1	2	3	4	5	
<i>Chiroptera</i>	8*	3	1	1		13
<i>Sorex</i> sp.		1				1
<i>Lepus</i> sp.	1	2	1	1		5
<i>Ochotona pusilla</i>			2	13		15
<i>Cricetulus migratorius</i>		1				1
<i>Lagurus lagurus</i>	1	7	3	2		13
<i>Microtus gregalis</i>	3	5	8			16
<i>M.</i> sp.	12	15	10	1	1	39

**Примечание:** \* — количество определимых остатков

Из слоя 2 определены остатки видов, характерных для промежутка времени от позднего неоплейстоцена до среднего голоцена: серого хомячка, степной пеструшки, узкочерепной полевки. Кости летучих мышей более обычны для голоценовых отложений. В слое 4, кроме перечисленных видов, встречаются остатки пищухи, многочисленные в поздненеоплейстоценовых слоях южноуральских пещер [2].

Таким образом, можно предположить, что отложения слоя 2 накапливались в среднем голоцене — конце позднего неоплейстоцена, а слоя 4 — в позднем неоплейстоцене.

### Литература:

1. Кузьмина И.Е., Абрамсон Н.И. Остатки млекопитающих в Каповой пещере на Южном Урале // Пещерный палеолит Урала / Матер. Международ. конф. — Уфа: Принт, 1997. — С. 124–127.
2. Яковлев А.Г. Мелкие млекопитающие позднего неоплейстоцена и голоцена Южноуральского региона // Геологический сборник № 8 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. — С. 54–59.
3. Excursion guide of the INQUA SEQS–2002 conference, 30 June – 7 July, 2002, Ufa (Russia) / G.A. Danukalova, A.G. Yakovlev, V.N. Puchkov, K.N. Danukalov, A.K. Agadjanian, Th. Van Kolfschoten, A.A. Ereemeev, E.M. Morozova. — Ufa: Dauriya, 2002. — 139 p.

## О ПЕРВЫХ НАХОДКАХ ХИТИНОЗОЙ В ПЛАТФОРМЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОРДОВИКА ЮГО-ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Р.Р. Якунов<sup>1</sup>, В.Ф. Кондратенко<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа

<sup>2</sup> НПФ «Оренбурггазгеофизика» ООО «Георесурс», г. Оренбург

В терригенных разрезах палеозоя использование хитиной позволяет детально датировать вмещающие их породы. В биостратиграфии ордовика они используются наравне с конодонтами, трилобитами и граптолитами [2, 3, 8], что позволяет проводить межрегиональные и глобальные корреляции для раннего палеозоя [7].

Все предшествующие находки хитиной из ордовикских отложений Русской платформы приурочены к ее северо-западной части [4, 5]. В пределах юго-восточной окраины Русской платформы они найдены впервые — в керне глубоких скважин.

Скважинами 102 Западно-Оренбургской и 108 Новотатищевской (ООО «Газпромдобыча Оренбург») вскрыты терригенные отложения ордовика, представленные толщей переслаивания серых алевролитов, аргиллитов и песчаников, мощностью 60–130 м.

В семи образцах из керна скважины 102, в интервале 3037,9–3080 м, на поверхностях напластования видны многочисленные хитиной черного цвета хорошей сохранности. При растворении алевролитов в плавиковой кислоте получено большое количество экземпляров средне-ордовикских хитиной:

Обр. 174 (3037,9–3042,1; 0,2 м от начала керна) — 240 г. содержит более 800 экз. хитиной хорошей и отличной сохранности. Из них определены:

*Cyathochitina campanulaeformis* Eisenack, *C. calix* Eisenack, *Conochitina* cf. *pachycephala* Eisenack, *C. homoclaviformis*? Bouche, *Conochitina* sp., *Desmochitina minor* Eisenack, *Lagenochitina tumida* Umnova, *Lagenochitina baltica* Eisenack, *L. cylindrica* Eisenack, *L. cybaea* (Umnova), *Tanuchitina* sp., *Rhabdochitina magna* Eisenack. Комплекс характерен для отложений основания и средней части дарривилского яруса среднего ордовика.

Обр. 176а и 179а (3037,9–3042,1; 1,3 м от начала керна и 3,7 м от начала керна): *Cyathochitina campanulaeformis* Eisenack, *C. calix* Eisenack, *Conochitina primitiva* Eisenack, *Conochitina* sp., *Lagenochitina* sp., *Rhabdochitina gracilis* Eisenack. Данный комплекс характерен для отложений дарривилского яруса среднего ордовика.

Обр. 181 (3075,2–3079,0; 0,2 м от начала керна): *Cyathochitina calix* Eisenack, *Conochitina* sp., *Lagenochitina* sp., *Rhabdochitina gracilis* Eisenack. Данный комплекс характерен для отложений среднего — верхнего ордовика.

Обр. 181а (3075,2–3079,0; 0,7 м от начала керна): *Cyathochitina calix* Eisenack, *Conochitina chydæa* Jenkins, *Con. tigrina* Laufeld, *Lagenochitina baltica* Eisenack, *Lagenochitina* sp., *Rhabdochitina gracilis* Eisenack. Комплекс характерен для отложений среднего ордовика. При раскалывании образца на поверхностях обнаружены многочисленные сикулы и несколько веточек граптолитов хорошей сохранности.

Обр. 184а (3075,2–3079,0; 2,6 м от начала керна): *Cyathochitina calix* Eisenack, *Conochitina* sp. Комплекс характерен для отложений среднего — верхнего ордовика.

Обр. 187 (3075,2–3079,0; 4,5 м от начала керна) — 300 г. Получено более 950 экз. хитиной хорошей и отличной сохранности. Комплекс отличается однообразием и большим количеством хитиной из рода *Cyathochitina*. Определены следующие хитиной: *Cyathochitina campanulaeformis* Eisenack, *C. calix* Eisenack, *Conochitina chydæa* Jenkins, *Con.* cf. *proboscifera* Eisenack, *Desmochitina minor* f. *cocca* Eisenack, *Rhabdochitina* sp., *Pterochitina* aff. *retracta* Eisenack, *Laufeldochitina* sp. Комплекс характерен для отложений основания и средней части дарривилского яруса среднего ордовика.

Состав комплексов хитиной изменяется незначительно, возраст определяется как основание — средняя часть дарривилля среднего ордовика — волховский и кундаский горизонты.

На этом уровне отмечается массовое появление новых родов и видов хитинозой во всем мире, и особенно в Прибалтике [8, 9], к комплексам которой южноуральские наиболее близки [6].

Из скв. 108 Новотатищевская (гл. 3397–3414 м) Е.В. Чибриковой наряду с акритархами и сколекодонтами [1] получены хитинозой среднего – позднего ордовика: *Belonechitina* sp. cf. *micracantha* (Eisenack, 1931) и *Belonechitina cactacea* (Eisenack, 1937).

Комплексный состав хитинозой скважин 102 и 108 мало отличается от комплексов севера Русской платформы [5] и Московской синеклизы [4], что говорит о единой биогеографической провинции, объединявшей юго-восточную и северо-восточную части Русской платформы в раннем – среднем ордовике.

По хитинозоям ордовикские отложения из скв. 102 сопоставляются с нижней пачкой сухоядской толщи Восточно-Зилаирской зоны и белекейской свитой суваянского комплекса Уралтау, которые представлены более глубоководными отложениями континентального склона и его подножья.

#### Литература:

1. **Горожанина Е. Н., Чибрикова Е.В., Олли В.А. и др.** Акритархи, хитинозой и сколекодонты в ордовикских отложениях юго-востока Русской платформы // Современная микропалеонтология: Матер. XV Всерос. микропалеонтол. совещ. – Геленджик. – 2012 – В печати.
2. **Корень Т.Н., Бугрова Э.М., Гаврилова В.А. и др.** Использование событийно-стратиграфических уровней для межрегиональной корреляции фанерозой России: Методическое пособие. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. – 2000. – 170 с.
3. **Мавринская Т.М., Якупов Р.Р.** О возрасте суваянского комплекса зоны Уралтау // Геологический сборник № 8 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. – С. 15–16.
4. **Сенников Н.В., Обут О.Т.** Тестирование зональной последовательности по хитинозоям на базе граптолитовых зон (ордовик, Горный Алтай и Московская синеклиза) // Новости палеонтологии и стратиграфии: Прил. к журн. «Геология и геофизика». – 2002. – Т. 43, Вып. 5. – С. 51–63.
5. **Умнова Н.И.** Распространение Chitinozoa в ордовике Русской платформы // Палеонтологический журнал. – 1969. – № 3. – С. 45–62.
6. **Якупов Р.Р.** Хитинозой ордовика западного склона Южного Урала // Новости палеонтологии и стратиграфии, Вып.12. Т. 50.2009, С. 11–27 (Прил. к журн. «Геология и геофизика»).
7. **Paris F., Verniers G., Achab A. et al.** Correlation of Ordovician regional chitinozoan biozonations // Acta Universitatis Carolinae. Geologica, 43, 1/2. 1999. P. 291–294.
8. **Paris F., Achab A., Asselin E. et al.** Chitinozoa, pp. 294–311 In Webby, B.D., Paris, F., Droser, M., Percival I. (Eds.), The Great Ordovician Diversification Event, Columbia University Press, New York. 2004.
9. **Tammekänd M., Hints O., Nõlvak J.** Chitinozoan dynamics and biostratigraphy in the Vao Formation (Darriwilian) of the Uuga Cliff, Pakri Peninsula, NW Estonia // Estonian Journal of Earth Sciences, 59, 1, 2010, P. 25–36.

## II. МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ

### О ПИЗОЛИТОВЫХ ТУФАХ УЛУТАУСКОЙ СВИТЫ

*М.Ю. Аржавитина*

*Башкирский Государственный Университет, г. Уфа*

Литологический состав пород улутауской свиты изучался многими исследователями: В.С. Шарфманом, Т.И. Широковой, И.В. Хворовой и Т.Г. Елисеевой, А.М. Фазлиахметовым и др. Однако описание пизолитовых туфов в них отсутствует.

Обнажения пизолитовых туфов описаны нами на левом берегу р. Таналык в 4 км северо-восточнее устья. В этом районе вблизи д. Султангузино улутауские обложения изучались И.В. Хворовой и Т.Е. Елисеевой [2]. Ими выделено две пачки пород. Нижняя представлена относительно грубыми и массивными туфами преимущественно среднего состава. Мощность ее около 40 м. Верхняя пачка мощностью около 7 м представлена мелко-тонкозернистыми и средне-мелкозернистыми туфами с прослоями туфовых турбидитов. Туфы кристалло-литовитрокластические и кристалло-литокластические смешанного состава с прослоями туфогенных песчаников толщиной от 30 см до 1–2 м. В песчаниках почти всегда наблюдается градационная слоистость. По составу они соответствуют кислым и средним туфам.

Пизолитовые туфы приурочены к верхней пачке. Здесь на туфах кислого состава желтовато-серого цвета с тонкими прослоями кремнисто-глинистых сланцев залегают породы, которые привлекли наше внимание своим необычным видом. В плотных разностях они выглядят как пятнистые туфы светло-серого и зеленовато-серого цвета, участками с розоватым оттенком. На выветрелой поверхности пятна имеют вид горошин (пизолитов), которые высыпаются из цемента. Туфы плотные, насыщенность пизолитами неравномерная, но всегда более 50%. С небольшими перерывами они прослежены почти на 100 м.

Пизолиты светло-зеленовато-серые, имеют идеально округлую форму. Величина их в основном постоянная 2–4 мм в диаметре, иногда достигает 6–7 мм.

Микроскопическое изучение показало, что пизолиты состоят из остроугольных обломков того же состава, что и связующая масса. В основном это остроугольные обломки замещенные хлоритом, возможно по стеклу или темноцветным минералам (?). Краевая часть их более плотного сложения, возможно с примесью глинистых частиц. По химическому составу (табл.) по содержанию  $\text{SiO}_2$  и числовой характеристике « $v$ », равной 14,9–17,6 они отвечают андезитам.

Таблица

#### Химический состав пизолитовых туфов

№№ п/п	№№ обр.	$\text{SiO}_2$	$\text{TiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
1	325	62,48	0,53	12,97	3,92	4,86	0,09	3,50	7,40	2,81	0,32	0,11
2	326	57,24	0,54	15,29	4,80	1,86	0,11	4,20	8,52	3,45	0,14	0,12
3	327	57,93	0,57	15,57	4,16	1,65	0,10	5,09	7,50	3,51	0,32	0,11
4	328	60,82	1,67	12,00	10,08	1,14	0,14	5,67	3,07	2,70	0,11	0,08

Примечание: 1–3 — пизолиты, 4 — связующая масса

Связующая масса представлена тонкозернистым материалом, состоящим из мелких многочисленных остроугольных обломков хлоритизированного стекла (?), пироксена, плагиоклаза,

трудноопределимых обломков, реже кварца. Иногда, особенно в окрашенных разностях, к ним примешиваются неправильные образования гидроокислов железа, возможно эпигенетического происхождения. По химическому составу связующая масса близка к пизолитам (ан. 4) и тоже соответствует андезитам.

Относительно условий их образования существует в основном две точки зрения. Согласно первой точке зрения пизолитовые туфы — это аэральные образования, возникающие недалеко от центра извержения и сопровождающиеся огромным количеством пыли и водяных паров [3], или представляющие собой результат падения капель воды в рыхлый пепел [1]. Вторая точка зрения утверждает, что пизолитовые туфы являются продуктом извержения вулканов.

Образование описанных нами пизолитовых туфов улутауской свиты приурочено к концу эйфель-живет-раннефранского тектоно-магматического этапа. Подобные пизолитовые туфы были описаны ранее В.А. Коротеевым и соавторами в ирендыкской свите. Они тоже были сформированы к концу тектоно-магматического этапа, но ордовикско-эйфельского. По-видимому, приуроченность пизолитовых туфов к концу тектоно-магматического этапа характерна для Уральской геосинклинальной зоны.

Образование пизолитовых туфов происходило, вероятно, на склонах вулканов центрально-го типа на небольшой глубине, где наряду с пизолитовыми туфами отлагались массивные туфы, туфовые турбидиты и туфогенные песчаники [2]. Не исключено существование надводных вулканов, поставлявших обломочный материал, отлагавшийся вблизи вулканических центров на мелководье, по крайней мере, не дальше континентального склона.

#### **Литература:**

1. Ляхович В.В. О пизолитовых туфах на Сибирской платформе // Докл. АН СССР. — 1956. — Т. 110, № 1. — С. 137–139.
2. Хворова И.В., Елисева Т.Г. Вулканогенные обломочные псаммитовые породы улутауской свиты // Литология и полезные ископаемые. — 1965. — № 1. — С. 53–69.
3. Червяковский Г.Ф. Среднепалеозойский вулканизм восточного склона Урала. — М.: Наука, 1972. — 258 с.

## **К ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ ДАЙКОВОГО КОМПЛЕКСА ХУДОЛАЗОВСКОЙ МУЛЬДЫ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)**

*Г.И. Беликова*

*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа*

В пределах Худолазовской мульды (Южный Урал) развит ряд последовательно формировавшихся интрузивных комплексов: Басаевский, Кизильский, Худолазовский и Дайковый [3]. Было установлено, что магматические тела Басаевского и Кизильского комплексов секутся интрузивами Худолазовского, последние, в свою очередь, пересекаются многочисленными дайками основного состава, которые объединены в самостоятельный Дайковый комплекс.

Среди пород Дайкового комплекса наиболее распространены долериты. Минеральный состав для всех разновидностей пород сходен и представлен плагиоклазом, зеленой и зеленовато-коричневой роговой обманкой, моноклинным пироксеном (авгит), кварцем, магнетитом, титаномагнетитом, апатитом. Из сульфидов обнаружены: пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, молибденит, из самородных — золото и медь [3].

Ниже рассмотрены некоторые геохимические характеристики пород комплекса.

Распределение нормированных по хондриту REE выявляет их слабую дифференциацию: спектр имеет небольшой отрицательный уклон,  $\delta Eu$  положительна. Содержание LREE выше, чем HREE (отношение Ce/Yb меняется в интервале 11,5–16,3). В абсолютных числах содержание LREE выше хондритового стандарта в среднем в 29–31 раз, тяжелых REE — в 9–10 раз. Подобные спектры распределения характерны для островодужных базальтов (IAB), базальтов океанических островов (OIB), а также базальтов COX E-типа (EMORB), и не могут быть однозначно интерпретированы без использования дополнительных индикаторных признаков.

Наличие трапповых полей на периферии Урала [2] служит поводом к проведению сопоставительного изучения пород Дайкового комплекса и сибирских траппов.

На рис. 1а показаны спектры распределения REE в долеритовых дайках Дайкового комплекса и габбро-диоритах Талнахской интрузии.

Выявляется похожее изменение содержаний элементов по всему ряду REE в сопоставляемых объектах и РМ (примитивная мантия). Количественно содержания REE в породах даек несколько выше, чем в Талнахской интрузии, особенно для LREE и MREE. Контуры спектральной зоны

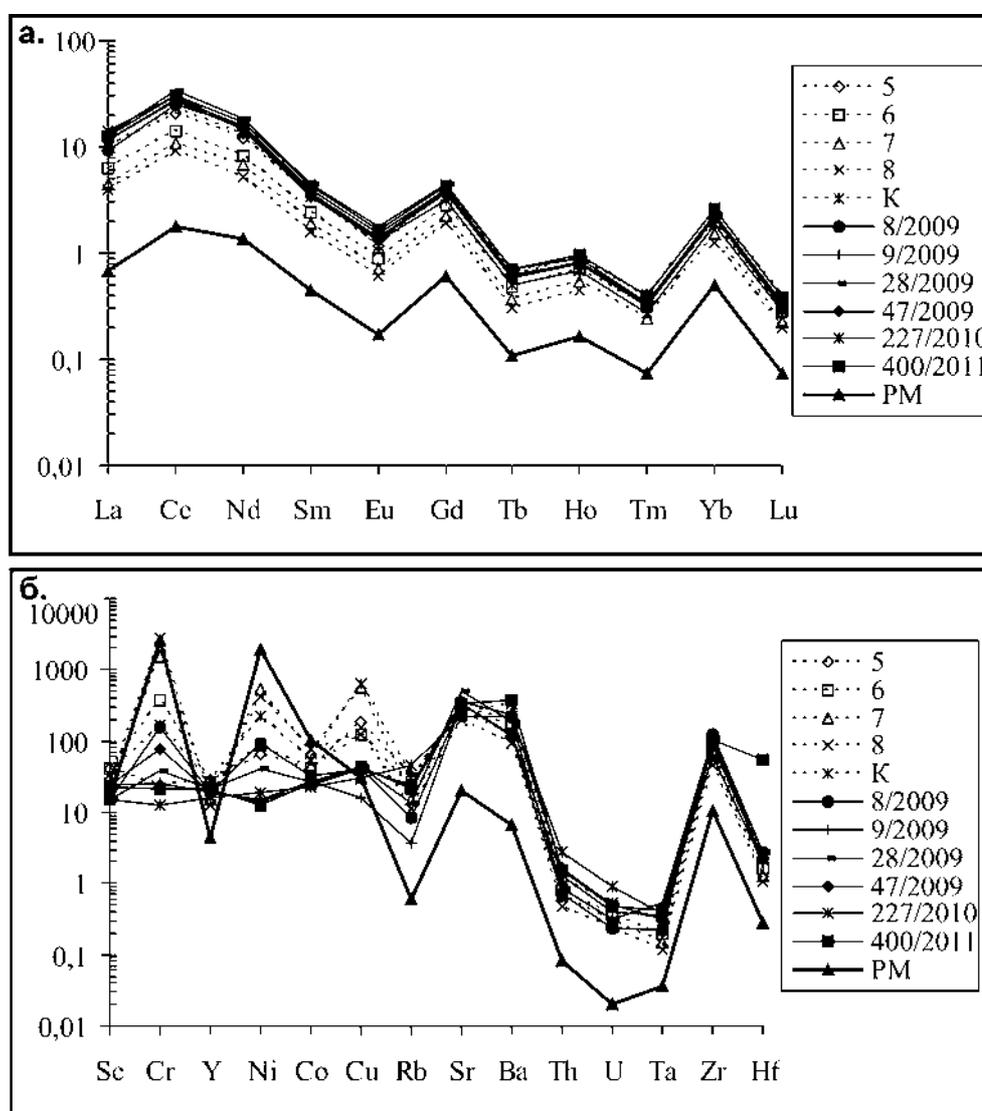


Рис. 1. Спектры распределения REE (а) и микроэлементов (б) в породах Дайкового комплекса, габбро-диоритах Талнахской интрузии и примитивной мантии [4]

Условные обозначения: 5, 6, 7, 8, К — габбро-диориты Талнахской интрузии [1]; 8/2009, 9/2009, 28/2009, 47/2009, 227/2010, 400/2011 — долериты Дайкового комплекса

точно воспроизводят график распределения REE в примитивной мантии, что может указывать на сходные условия накопления REE в долеритовых дайках и породах Талнахской интрузии.

В распределении микроэлементов (рис. 1б) проявляются некоторые особенности. Породы Талнахской интрузии содержат повышенные содержания сидерофильных элементов (Cr, Ni, Co), но не достигают уровня РМ. Дайковые породы значительно обеднены Cr, Ni, Co.

Содержания элементов групп LILE и HFSE повышены относительно РМ и очень близки в сравниваемых объектах.

На дискриминационной диаграмме Th/Yb – Ta/Yb (рис. 2) области размещения пород Дайкового комплекса и Талнахской интрузии частично перекрываются в зоне минимальных значений Ta/Yb. Возможно, в образовании даек степень контаминации (увеличение Ta/Yb) более высока, чем для пород Талнаха. Из данной диаграммы можно сделать предположение о том, что в развитии Дайкового комплекса, кроме мантийного источника, принимал участие и флюидный компонент.

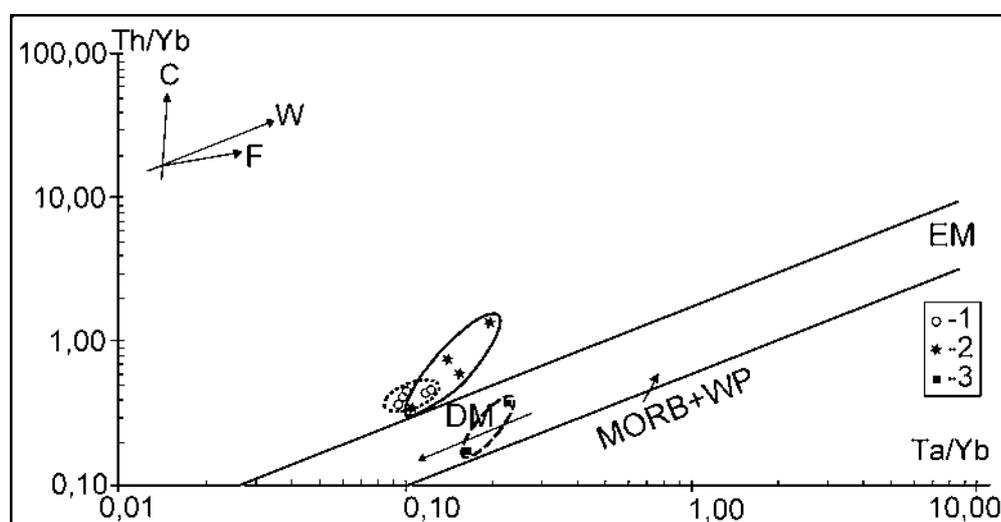


Рис. 2. Дискриминационная диаграмма Th/Yb – Ta/Yb для пород Дайкового комплекса и Талнахской интрузии

Условные обозначения: 1 — Талнахская интрузия; 2 — Дайковый комплекс; 3 — Дайковый комплекс (широтная дайка?); MORB+WP — область составов океанических и внутриплитных базальтов; DM — деплетированный мантийный источник; EM — обогащенный во внутриплитной обстановке мантийный источник. Тренды эволюции: C — контаминации; W — внутриплитного обогащения; F — фракционной кристаллизации

*Работа выполнена при поддержке программы № 8 фундаментальных исследований ОНЗ РАН.*

#### Литература:

1. Налдретг А.Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. — СПб: Изд-во СПбГУ, 2003. — 487 с.
2. Пучков В.Н. Дайковые рои Урала и ассоциирующие с ними магматические комплексы // Геотектоника. — 2012. — № 1. — С. 42–52.
3. Салихов Д.Н., Беликова Г.И., Пучков В.Н., Рахимов И.Р. Магматизм Худолазовской мульды на Южном Урале // Вулканизм и геодинамика: Мат-лы V Всеросс. симп. по вулканологии и палеовулканологии. — Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2011. — С. 163–166.
4. McDonough W.F., Sun S.S., Ringwood A.E. et al. K, Rb and Cs in the earth and moon and the evolution of the earth's mantle // Geochimica Cosmochimica Acta. — 1991. — Vol. 56. — P. 1001–1012.

## НОВАЯ ИНФОРМАЦИЯ О РИОЛИТОВОЙ ДАЙКЕ ЧЕКИНСКОГО МАССИВА (ВОСТОЧНО-МАГНИТОГОРСКАЯ ЗОНА, ЮЖНЫЙ УРАЛ)

*Г.И. Беликова*

*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа*

Дайковые рои, широко распространенные в земной коре, рассматриваются в настоящее время как индикаторные объекты, возраст которых позволяет прояснить природу магматизма ассоциирующих с ними магматических комплексов. Возрастные датировки даек, по выражению В.Н. Пучкова [1], выполняют роль своего рода «временных маркеров».

В зоне Магнитогорско-Богдановского грабена Д.Н. Салиховым была выделена риолитовая дайка, секущая Чекинский массив. Ее изучению посвящена данная работа.

Согласно классификационной диаграмме  $Zr/TiO_2 - Nb/Y$  породы, слагающие дайку, отвечают риолитам, ассоциирующие с ними базальты березовской свиты размещаются в поле субщелочных базальтов, греховской — в поле андезито-базальтов.

Кислые породы дайки пересыщены кремнием: в пересчете анализов по А.Н. Заварицкому коэффициент  $Q$  имеет высокие положительные значения от 24,1 до 28,9, что указывает на большое содержание в породе кварца.

Учитывая атомные соотношения  $Al \geq \Sigma(K+Na+2Ca)$ , породы слабо пересыщены алюминием.

Лейкократовая часть в риолитах дайки доминирует над цветной, их соотношения меняются в пределах от 2,1:1 до 2,8:1, что составляет от 66,4 до 73%.

В цветной части отмечается небольшое превышение натрия над калием ( $n=62$ ). Главную роль здесь играют железисто-магнезиальные компоненты: их доля достигает 98%, при этом железо всегда преобладает над магнием: отношение  $f:m'$  изменяется незначительно (1,7–1,8).

Общие показатели железистости ( $Fe^{\#} = Fe' \cdot 100 / (Fe' + Mg + Mn)$ ) и магнезиальности ( $Mg^{\#} = Mg \cdot 100 / (Fe' + Mg + Mn)$ ) для всей породы характеризуются значениями  $Fe^{\#}$  — 61–62%,  $Mg^{\#}$  — 35–36%.

Нормативно-минеральный состав по CIPW меняется:

- от  $Q = 22,14$ ;  $Or = 25,99$ ;  $Ab = 36,3$ ;  $Ac = 5,09$ ;  $Wo/Di = 0,92$ ;  $En/Di = 0,56$ ;  $Fs/Di = 0,31$ ;  $En/Hy = 3,45$ ;  $Fs/Hy = 1,91$ ;  $Il = 0,55$ ;  $Mt = 2,56$ ;  $Ap = 0,21$ ; сумма = 100;
- до  $Q = 27,56$ ;  $Or = 23,82$ ;  $Ab = 37,52$ ;  $An = 2,46$ ;  $Wo/Di = 0,11$ ;  $En/Di = 0,06$ ;  $Fs/Di = 0,04$ ;  $En/Hy = 2,95$ ;  $Fs/Hy = 2,04$ ;  $Il = 0,48$ ;  $Mt = 2,92$ ;  $Ap = 0,02$ ; сумма = 100.

Спектры REE (нормированные по примитивной мантии) выявляют небольшое фракционирование. Отмечается слабое обогащение LREE, значения  $(Ce/Yb)$  для риолитов достаточно близки — от 3,89 до 4,10, спектры практически идентичны (рис. 1а). Количественно содержания REE составляют (в ppm):  $\Sigma LREE$  — 135–136,  $\Sigma MREE$  — 9–9,1,  $\Sigma HREE$  — 23,3.  $\delta Eu$  отрицательна. Примечательно, что вид кривых распределения REE в породах дайки при нормировании по примитивной мантии и базальту 70/2009 практически одинаков, но уровень содержаний в риолитах несколько выше, чем в базальтах, предположительно рассматриваемых как протолиты пород дайки. Существенные различия отмечаются в распределении европия, проявляющего дефицит ( $-\delta Eu$ ) в риолитах как относительно примитивной мантии, так и оливиновых базальтов. Обращают на себя внимание близкие величины  $\delta Eu$  при различных абсолютных значениях европия в базальтах березовской и греховской свит, в связи с чем возникает вопрос: связано ли это с условиями образования, ограничивающими накопление Eu в риолитах, или неравноценным участием базальтов разных свит (что тоже сводится к условиям образования).

Распределение элементов групп LILE и HFSE и др. представлено на рис. 1б. Из LILE элементов отмечается одинаковый уровень накопления Cs в риолитах и базальтах березовской свиты, из группы HFSE аналогичная ситуация с накоплением Zr. Риолиты обогащены относительно базальтов щелочными элементами K, Rb, радиоактивными U и Th, обеднены Sr и Ti, содержания которых остались на уровне примитивной мантии. Повышен в породах дайки и такой важный

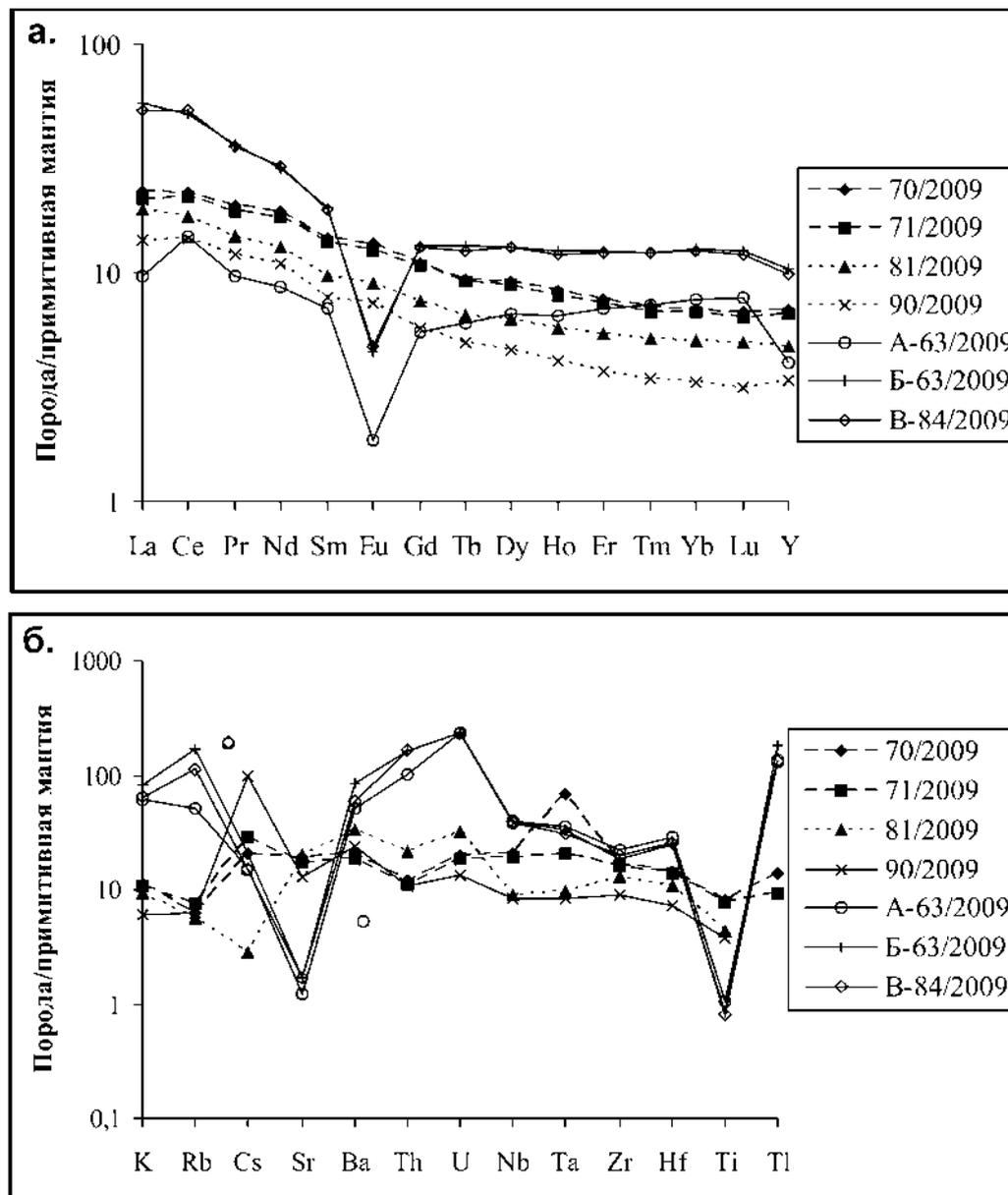


Рис. 1. Распределение REE (а) и микроэлементов (б) в риолитах и базальтах карбона, нормированных по примитивной мантии [3]

Условные обозначения: А-63/2009, Б-63/2009, В-84/2009 — риолиты; 70/2009, 71/2009 — базальты березовской свиты; 81/2009, 90/2009 — базальты греховской свиты

индикаторный элемент, как Nb. В связи с этим резонно обратиться к диаграмме [2]  $Zr/Y - Nb/Y$  (рис. 2). Риолиты размещаются в поле базальтов океанических плато ОПВ (зона участия плюмовых источников). Сюда же тяготеют и базальты березовской свиты, тогда как базальты греховской свиты попадают в поле базальтов, относимых к островодужным.

Низкие  $Sr/Y$  отношения, а также обедненные HREE — признаки формирования материнских расплавов на небольших глубинах. Учитывая это, а также особенности распределения европия в риолитах, можно предполагать участие плюмовых источников в формировании пород дайки.

Участие в формировании пород дайки источников как с мантийными (примитивная мантия), так и коровыми (верхняя континентальная кора) компонентами наглядно выявляется на диаграмме  $(Th/Ta)_{PM} - (La/Nb)_{PM}$ .

**Рис. 2. Изучаемые породы в композиционных полях плумовых магматических источников**

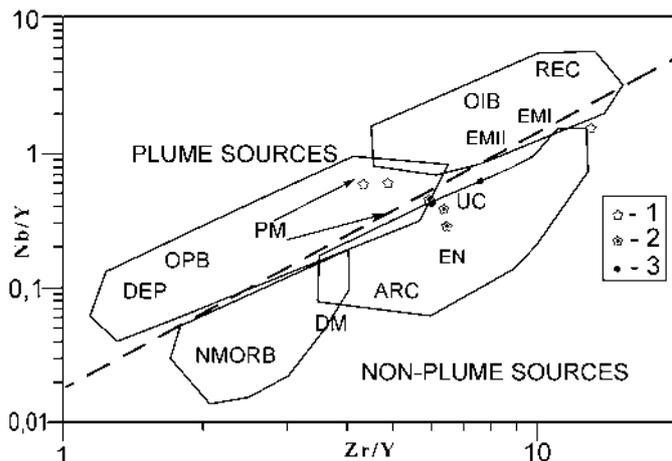
Условные обозначения: 1 — риолиты; 2 — базальты греховской свиты; 3 — базальты березовской свиты

Подводя краткий итог, можно отметить следующее: особенности геохимических характеристик риолитовой дайки, секущей Чекинский массив, отражают магматическую природу ее происхождения, а также участие разнообразных (коровых, мантийных, плумовых) источников, участвовавших в процессах ее образования.

*Работа выполнена при поддержке интегрального проекта УрО РАН, СО РАН, ДВО РАН и ИГ УНЦ РАН № 12-С-1022 и программы № 8 фундаментальных исследований ОНЗ РАН.*

#### Литература:

1. Пучков В.Н. Дайковые рои Урала и ассоциирующие с ними магматические комплексы // Геотектоника. — 2012. — № 7. — С. 42–52.
2. Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. — 2005. — V. 79. — P. 491–504.
3. McDonough W.F., Sun S.S., Ringwood A.E. et al. K, Rb and Cs in the earth and moon and the evolution of the earth's mantle // Geochimica Cosmochimica Acta. — 1991. — Vol. 56. — P. 1001–1012.



## ИЛЬМЕНИТСОДЕРЖАЩИЕ МЕТАМОРФИТЫ ДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ УРАЛА

*А.И. Белковский*

*Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс; lekarei@list.ru*

Докембрийские кристаллические сланцы с повышенными содержаниями ильменита (2,5–6,0 об. %) обнаружены на Полярном Урале в Харбейском антиклинории (париквасьшорская свита) и Центрально-Таймырском антиклинории (воскресенская свита) и детально изучены Н.И. Коробовой, И.И. Голубевой, Л.В. Махлаевым и М.М. Афонькиным [3]. Ильменит установлен в филлитовидных сланцах зеленосланцевой фации (мелкие зерна — 0,05 мм и реже пластинки до 0,1 мм в поперечнике) и ставролит-гранат-слюдяно-кварцевых апофлишоидных метапелитах эпидот-амфиболитовой и ставролит-дистеновой субфации амфиболитовой фации (идиобласты в поперечнике от 5 до 15 мм при толщине 1,5 мм). Минеральный и петрохимический составы пород воскресенской свиты позволяют отнести их к метаморфитам зональных комплексов дистен-силлиманитового типа [3]. Ильмениты (феррильмениты) воскресенской свиты представлены вашингтонитами гематит-ильменитового, гематит-рутилового и гематит-ильменит-рутилового состава [2]. Содержание гематитового минала в продуктах распада ильменита возрастает от 2,5 до 93,8 мол. % (табл.). По химическому составу вашингтониты из пород воскресенской свиты оказались близкими к ванадийсодержащим вашингтонитам ряда железо-титановых месторождений Урала (Куртинского, Кусинского, Медведевского).

Дорифейские ильменитсодержащие (1,5–6,0 об. %) глиноземистые метаморфиты Среднего и Южного Урала (хр. Юрма, Ицыл, Большой Таганай) обнаружены в дорифейских ставролит-

гранат-мусковит-кварцевых сланцах Златоустовского и Уфалейского метаморфических комплексов, входящих в состав Центрально-Уральского поднятия. Кристаллические сланцы являются продуктами низкобарического метаморфизма дистен-андалузитового типа [1]. Минеральный состав их подвержен сильным колебаниям (об. %): ставролит ( $F=80-89$ ;  $n_g=1,758$ ;  $n_p=1,746$ ;  $+2V=85-88^\circ$ ), гранат ((альмандин)  $F=84-90$ ;  $N=1,809-1,811$ ;  $a_0=11,547-11,526 \text{ \AA}^3$ )  $0-20$ ; дистен  $0-5$ , андалузит  $0-5$ ; мусковит ( $F=60-65$ ;  $Si^{4+}=3,10-3,13$  к. ф., содержание парагонита —  $12-16$  мол. %)  $10-20$ , кварц  $30-40$ , ильменит  $1,5-6,0$ ). Акцессорная минерализация представлена коричневыми и зелеными турмалинами шерл-дравитового ряда), оранжевым ортитом и цирконом. Фиолетовый альмандин замещается ярко-коричневым флогопит-биотитом  $1M$  ( $F=47-50$ ;  $n_g \approx n_m = 1,650-1,655$ ) и хлоритом (рипидолитом) ( $F=45-47$ ), дистен-фибrolитом, ставролит-хлоритоидом ( $F=86-90$ ;  $n_g=1,725-1,720$ ;  $n_p=1,719-1,714$ ). В филлитах хлоритоид замещается серицитом  $2M_1$  (содержание парагонита составляет  $18-22$  мол. %), пиррофиллитом и тальком. Исходный протолит последовательно замещается следующими типами диафторитов:

1. Ставр + гр + дис + мус + кв ± ильм;
  2. Гр + анд + мус + кв ± ильм;
  3. Ставр + гр + дис + би + хл + мус + кв ± ильм;
  4. Гр + би + хл-сер + кв ± ильм;
  5. Би + хл + сер + кв + ставр ± гр ± дис ± пирроф.
- 1–2 — исходный глиноземистый ильменитсодержащий кристаллический сланец;  
3–4 — диафториты по ильменитсодержащим сланцам.

Проведенными автором исследованиями установлено, что часть диафторитов (ассоциации 3–5) могут вообще не содержать ильменита.

Дорифейские ильменитсодержащие ( $1,5-2,5$  и  $4,5-5,0$  об. %) глиноземистые метаморфиты обнаружены по восточной периферии Уфалейского метаморфического блока. Химический состав пластинчатого ильменита из этих пород близок стехиометрическому ( $TiO_2$  53,60;  $FeO$  45,01;  $MgO$  0,03;  $MnO$  0,77; сумма 99,41. Микросонд EDAX-2100; аналитик А.Р. Нестеров, Санкт-Петербургский университет) и близок к составу ильменитов кварцевых жил и жил альпийского типа.

Таблица

### Химический состав (масс. %) ильменитов из метапелитов Полярного Урала, Центрального Таймыра и ильменит-гематитовых вашингтонитов Куртинского железо-титанового месторождения

Компоненты	91	1037	1000a	1	1063в	2	1001	10026/1	Среднее	3
$SiO_2$	3,74	1,12	4,18	не опр.	1,76	не опр.	1,44	1,92	1,48	не опр.
$TiO_2$	47,63	45,38	34,52	33,76	28,65	29,40	21,40	21,58	21,49	20,49
$Al_2O_3$	2,40	1,20	1,80	не опр.	1,20	не опр.	2,08	1,00	1,54	не опр.
$Cr_2O_3$	не опр.	сл.	не опр.	не опр.	не опр.	сл.				
$V_2O_3$	—"	—"	—"	0,23	не опр.	0,23	не опр.	не опр.	не опр.	0,28
$Fe_2O_3$	4,87	11,70	27,06	35,30	46,59	43,76	58,00	57,34	57,67	57,16
$FeO$	39,51	35,26	29,74	29,28	20,97	25,41	15,80	16,67	16,24	21,90
$MnO$	0,37	3,31	0,55	0,44	0,37	0,88	0,30	0,52	0,41	0,07
$MgO$	0,64	—	1,49	0,76	0,81	0,04	0,43	0,70	0,56	0,04
$CaO$	0,25	2,26	0,25	не опр.	—	не опр.	0,25	0,25	0,25	не опр.
П.п.пр.	0,76	0,26	0,34	—"	0,25	не опр.	0,35	0,41	0,38	не опр.
Сумма	100,17	100,49	99,93	99,76	100,30	99,24	100,05	100,39	100,02	99,94
$(Fe,V)_2O_3$	2,5	6,2	17,0	33,2	30,1	43,1	48,9	40,6	44,7	52,2
$(Fe,Mn,Mg)Ti_3$	97,5	93,8	83,0	66,8	69,9	56,9	51,5	59,4	55,3	47,8

**Примечание.** Ильмениты из метапелитов париквасьшорской свиты (Полярный Урал): обр. 1001, 1000a, 10026/1, 1063в; то же из метапелитов воскресенской свиты (Центральный Таймыр): обр. 91, [3]; 1–3 — гематит-ильменитовые вашингтониты из железо-титановых руд Куртинского месторождения, Средний Урал, аналитики Ю.А. Равковская и Н.Н. Дукова, Свердловский горный институт, 1965 [4].

В заключение следует отметить следующее:

- имеющийся материал позволяет автору выделить на Урале меридиональный пояс полифациальных ильменитсодержащих метаморфитов, протягивающихся с перерывами от Тиманского кряжа на севере до г. Белорецк на юге;
- зеленосланцевый диафторез продуктивных глиноземистых метаморфитов эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций сопровождался уничтожением тонкопластинчатых кристаллов  $FeTiO_3$  и образованием, за счет их, пылевидного (0,05 мм) трудно диагностируемого ильменита;
- остаются неустановленными причины, с которыми связаны процессы вашингтонизации ильменита. Столь обычная для ильменита гематитизация, отмеченная в железо-титановых (Урала, Норвегии, Швеции), титановых (Кузнецихинское, Шубинское, Урал, эклогитовые поля Кокчетавской глыбы) редкометальных (Вишневые и Ильменские горы, Урал) и гидротермальных (Кожим, Кыштым, Карабаш) месторождениях, по-видимому, обусловлена резким изменением P-T-условий окислительной обстановки.

### Литература:

1. Белковский А.И. Низкобарические бластомилониты Центрально-Уральского поднятия и их металлогеническая специализация // Петрология и рудообразование: Матер. 1-го Всеросс. петрограф. совещ. — Уфа, 1995. — С. 27–28.
2. Гецен В.Г. Строение рифейского фундамента Северного Тимана и полуострова Канин. — Л.: Наука, 1975. — 142 с.
3. Голубева И.И., Махлаев Л.В., Афонькин М.М. Докембрийские ильменитсодержащие метапелиты севера Урала и Таймыра // Метаморфизм и геодинамика: Матер. Междунар. науч. конф. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. — С. 21–25.
4. Соколов Ю.А. Дифференциальный термический анализ магнетитов // Тр. Свердл. горн. ин-та. — Свердловск: Изд-во Горного ин-та, 1965. — Вып. 42. — С. 44–48.

## МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОКОЛУРУДНЫХ ХЛОРИТОВ КОМСОМОЛЬСКОГО МЕДНО-ЦИНКОВОКОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (БЛЯВИНСКАЯ ГРУППА)

*С.А. Даниленко*

*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа*

Хлориты в околорудном пространстве Комсомольского месторождения являются широко распространенными минералами. Они составляют существенную часть вторичных минералов надрудной базальтовой толщи, менее развиты в кислых породах (дацитах, риодацитах, риолитах и их туфах) флангов месторождения и являются породообразующими для хлорит-кварцевых, кварц-хлоритовых и хлорит-серицит-кварцевых метасоматитов. Хлориты пользуются незначительным распространением в рудных телах и серицит-кварцевых метасоматитах. Отличительная особенность месторождения — полное отсутствие хлоритолитов.

На основе 149 локальных микрозондовых определений в 35 образцах из всех типов гидротермально измененных пород были определены основные минеральные виды хлоритов. Следует подчеркнуть, что для изучения были использованы образцы только из рудовмещающей толщи (блявинская свита, S–D<sub>1</sub>), в соответствии с представлениями автора о строении месторождения [1].

Анализ данных с помощью различных дискриминантных диаграмм и привлечение результатов микроскопического изучения пород позволили разделить все хлориты на две генетические

группы: хлориты ореола пропилитизации и хлориты околорудных метасоматитов и надрудных базальтов.

К хлоритам 1-й генетической группы относятся минералы, развитые на глубоких горизонтах месторождения, в андезидацитах, андезитах и базальтах, а также хлориты дацитов, риодацитов, риолитов и их туфов флангов месторождения. Эта группа соответствует хлоритам наиболее ранних парагенезисов.

2-я группа объединяет хлориты надрудных базальтов и метасоматитов по кислым и основным породам, развитым в зонах рудоподводящих каналов. Эти хлориты представляют минералы поздних парагенезисов.

Переход от одной генетической группы к другой происходит постепенно по мере приближения к рудному телу — от флангов к центру и снизу вверх.

В пределах каждой генетической группы были выделены разновидности хлоритов по составу пород и типам изменений, проявленных в породах:

1. Надрудных базальтов.
2. Хлорит-серицит-кварцевых и серицит-кварцевых метасоматитов.
3. Хлорит-кварцевых метасоматитов.
4. Частично измененных пород с альбитом.
5. Кислых пород флангов месторождения.

К 1-й группе относятся хлориты пятой разновидности, ко 2-й группе — хлориты первой и второй разновидностей. Хлориты частично измененных пород с альбитом и хлорит-кварцевых метасоматитов занимают промежуточное положение и могут относиться к обеим группам.

Для отнесения хлоритов к определенным минеральным видам использовалась классификационная диаграмма Хейя [7], основанная на отношении коэффициента железистости ( $K_{Fe}$ ) к количеству ионов кремния в тетраэдрическом положении. На диаграмме хлориты первой группы занимают поля пикнохлорита и брунсвигита (магнезиально-железистые составы). Для них характерен узкий интервал значений ионного отношения  $Fe^*/(Fe^*+Mg)$  ( $K_{Fe}$ ) — 0,57–0,69. Совместно с этими хлоритами в одном образце был определен существенно железистый хлорит афросидерит, имеющий  $K_{Fe}$ , равное 0,83.

Вторая группа занимает поля диабантита, пикнохлорита и рипидолита. Хлориты этой группы имеют относительно широкий интервал значений и в целом более низкий уровень ионного отношения  $Fe^*/(Fe^*+Mg)$ . Для базальтов эти значения составляют 0,3–0,53, хлорит-кварцевых метасоматитов — 0,47–0,48, хлорит-серицит-кварцевых метасоматитов — 0,31–0,49, и минимальное значение характерно для хлорита из серицит-кварцевых метасоматитов — 0,28.

Для изучения распределения хлоритов в околорудном пространстве на продольный профиль главного рудного тела были вынесены значения ионного отношения  $Mg/(Mg+Fe^*)$  ( $K_{Mg}$ ) и  $Mn/(Mn+Mg+Fe^*)$  ( $K_{Mn}$ ). Характер изолиний равных значений  $K_{Mg}$  позволил установить на месторождении существование определенной зональности околорудных хлоритов.

Хлориты зон рудоподводящих каналов и пространства, окружающего центральную часть колчеданных залежей, характеризует постепенное увеличение  $K_{Mg}$  по мере приближения к руде и осевой части каналов, причем наиболее высокие значения этого коэффициента ( $>0,70$ ) характерны для зоны питания в подрудной и зоны разгрузки в надрудной частях разреза. Для дистальных частей рудных тел, где происходило накопление хемогенно-осадочных и терригенно-осадочных руд, наблюдается прямо противоположная картина — значения  $K_{Mg}$  имеют тенденцию к уменьшению по мере приближения к руде со стороны висячего и лежащего боков.

При совмещении в пространстве рудных залежей, расположенных на близких стратиграфических уровнях или сложно построенных тел, происходит усложнение картины зональности.

Подобная зависимость обнаруживается и для ионного отношения  $Mn/(Mn+Mg+Fe^*)$ , хотя и менее однозначно. В одном случае рудоподводящий канал характеризуется отрицательной аномалией изолиний (0,00052), в другом — намечается положительная аномалия в этой зоне (0,0175).

Такие отличия, возможно, объясняются коллапсом каналов на разных стадиях гидротермального процесса. Достаточно четко фиксируется максимальное значение  $K_{Mn}$  (0,057) для хлоритов в подошве гематит-кремнистых пород.

Как известно, типоморфные признаки хлоритов обнаруживаются при рассмотрении следующих параметров, которые характеризуют их состав: степень железистости, суммарное содержание алюминия в октаэдрическом и тетраэдрическом положении 2:1 слоев в расчете на формульную единицу и др.

Для решения вопроса о принадлежности хлоритов к той или иной генетической группе были использованы две диаграммы: геокристаллохимическая классификация хлоритов в системе координат  $K_{Fe} - Al_{сум}$  [2] и диаграмма  $Al_{IV} - Al_{III}$ . На данных диаграммах вполне четко оконтуриваются составы хлоритов, связанных с различными процессами. Выделятся три поля: хлориты околорудных метасоматитов, надрудных базальтов и кислых пород флангов месторождения.

Хлориты из частично измененных пород с альбитом и хлорит-кварцевых метасоматитов по суммарному содержанию алюминия и характеру его распределения в октаэдрических и тетраэдрических позициях принадлежат к различным группам. Следовательно, образование таких хлоритов происходило при различных физико-химических условиях, т. е. и в ранние (пропилитизации), и в более поздние стадии (околорудного метасоматоза). Поэтому отнесение хлоритов к той или иной генетической группе не может основываться только на определении его минерального вида (в случае хлоритов из частично измененных пород — брунсвигиты одинаковой железистости), но необходимо и изучение всех кристаллохимических параметров.

Что же касается хлоритов надрудных базальтов, то следует отметить, что низкая в целом сумма октаэдрического и тетраэдрического алюминия в них может быть объяснена влиянием одного из двух факторов — первичным составом вмещающей породы или резким падением температуры в месте разгрузки гидротерм [6, 8].

В целом проведенное исследование подтверждает данные об уменьшении коэффициента железистости по мере приближения к руде, характерном для большинства колчеданных месторождений собственно Уральского типа [3, 4 и др.].

Также подтверждается последовательность образования на разных стадиях типоморфных хлоритовых минералов [5 и др.]: на ранней стадии (пропилитизация и автометасоматоз кислых построек) — железистых и магнезиально-железистых хлоритов и на поздней стадии (околорудный метасоматоз) — железо-магнезиальных и магнезиальных хлоритов.

### Литература:

1. Даниленко С.А. О химизме надрудных базальтов Комсомольского месторождения // Микроэлементы в магматических, метаморфических и рудных формациях Урала. — Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1991. — С. 116–121.
2. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты. — М.: Наука, 1991. — 176 с. — (Тр. ГИН; Вып. 465).
3. Новицкий В.Я. Хлориты Валенторского медноколчеданного месторождения на Северном Урале // Изв. АН СССР, Сер. геол. — 1972. — № 6. — С. 75–83.
4. Пшеничный Г.Н., Середина М.А., Боброва М.С. Хлориты Юбилейного медноколчеданного месторождения и их взаимоотношения с оруденением (Южный Урал) // Минералогия, геохимия, метаморфизм и полезные ископаемые Башкирского Зауралья. — Уфа: БФАН СССР, 1974. — С. 17–26.
5. Серавкин И.Б. Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. — М.: Наука, 1986. — 268 с.
6. Cathelineau M., Nieva D. A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres geothermal system (Mexico) // Contrib. Mineral. Petrol. — 1985. — V. 91. — P. 235–244.
7. Hey M.H. A new review of the chlorites // Mineral. Mag. — 1954. — V. 30. — P. 277–292.
8. Velde B., Medhioub M. Approach to chemical equilibrium in diagenetic chlorites // Contrib. Mineral. Petrol. — 1988. — V. 98. — P. 122–127.

## ГЕОХИМИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД БОЛЬШЕИНЗЕРСКОЙ СВИТЫ (ЗАПАДНЫЙ СКЛОН ЮЖНОГО УРАЛА) В СВЯЗИ С РУДООБРАЗОВАНИЕМ

С.Г. Ковалев<sup>1</sup>, М.Т. Крупенин<sup>2</sup>

<sup>1</sup> *Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа, kovalev@ufaras.ru*

<sup>2</sup> *Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, krupenin@igg.uran.ru*

На сегодняшний день в пределах западного склона Южного Урала установлены многочисленные месторождения и рудопроявления различных видов минерального сырья, относимых к эндогенным, экзогенным, метаморфогенным, либо смешанным генетическим типам: золото-рудные (Горный Прииск, Улюк-Бар и др.), титаномагнетитовые (Кусинско-Копанская группа), барит-полиметаллические (Верхне-Аршинское, Кужинское), магнетитовые и сидеритовые (Бакальская и Саткинская группы, Исмакаевское), бурожеlezняковые (Зигазино-Комаровская, Авзянская группы и др.), флюоритовые (Суранское) и другие. Несмотря на разнообразие условий и механизмов их формирования, значительная часть объектов может быть объединена на основе принадлежности к позднедокембрийским структурно-вещественным комплексам, оруденение которых либо образовалось в рифейско-вендское время, либо в это время были сформированы предпосылки для его генезиса в процессе дальнейшей эволюции региона.

Месторождения коренного золота западного склона Южного Урала сосредоточены в двух рудоносных зонах: Горноприискской и Исмакаевской, первая из которых расположена в южном периклинальном замыкании Айгирской антиклинали в зоне сочленения Восточно-Суранского, Лапыштинского и Юшинского региональных разломов, пересекаемых субширотным Багряшкинским разломом. Все известные рудопроявления второй — Исмакаевской зоны (Рамеева жила, Улюк-Бар, Кургашлинское и др.) сосредоточены в узкой (200–300 м) субмеридиональной полосе протяженностью около 4 км. Геологическая позиция их однотипна — все они локализованы в Прикараташской дислоцированной зоне в пределах распространения углеродосодержащих песчанико-алевролитосланцевых толщ большеинзерской свиты. Здесь сравнительно интенсивно проявился соскладчатый динамометаморфизм, выраженный в кливажировании пород и развитии многочисленных трещин отрыва и скалывания. Зона осложнена запрокинутыми изоклинальными складками субширотного плана. В ее пределах присутствуют дайкообразные тела габбродиабазов, прослеживающиеся в субмеридиональном направлении на расстоянии до 1 км. Как правило, породы даек метаморфизованы до превращения в березиты.

Как было показано нами ранее [3], рудные объекты этих зон относятся к двум формациям — золото-сульфидно-кварцевой и золотокварцевой. К первой формации относятся: месторождение Горный Прииск и рудопроявление Багряшка; ко второй — рудопроявление Калашникова Жила. Для всех объектов характерны развитие прожилкового и околопрожилкового окварцевания, карбонатизация и сульфидная (пирит, пирротин, арсенопирит и др.) минерализация, а также серицитизация и березитизация пород.

Сульфидам из объектов Исмакаевской площади, изученным по керну скважин № 21 (Рамеева жила), № 18 (Улюк-Бар), № 26 (Кургашлинское), присущ однородный изотопный состав серы, колеблющийся в узком околонулевом интервале ( $\delta^{34}\text{S}$  от  $-3,9$  до  $+3,8\%$ ) [2], что свидетельствует об их формировании из гидротермальных растворов магматогенной природы.

Для изучения геохимии пород большеинзерской свиты были отобраны образцы переслаивающихся песчаников, алевролитов и сланцев с сульфидной минерализацией прожилкового типа из скважин, пробуренных в пределах Исмакаевской рудной зоны. Кроме того, анализировались 3 образца хлоритизированных и рассланцованных диабазов из даек, расположенных в пределах зоны.

Результаты обобщенного геохимического анализа пород сводятся к следующему:

- для редкоземельных элементов характерна значительная дифференцированность, ярче выраженная для элементов цериевой группы (La/Yb — 7,16–26,21; Ce/Lu — 98,69–521,74). При этом

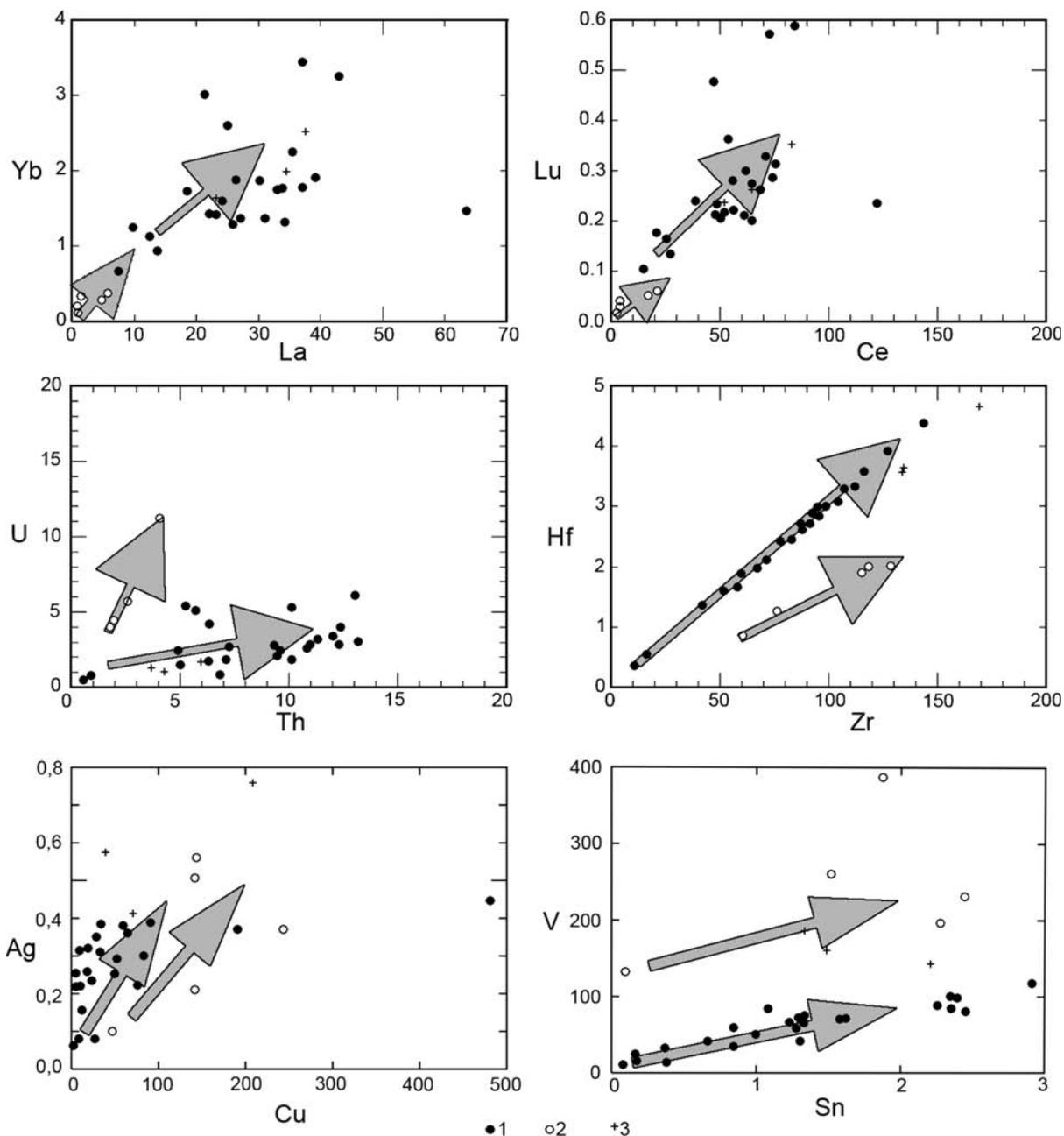


Рис. Бинарные геохимические диаграммы для пород Ирмакаевской и Улуелгинско-Кудашмановской зон

Условные обозначения: 1 — терригенные породы большеинзерской свиты (RF<sub>1</sub>); 2 — терригенные породы Улуелгинско-Кудашмановской зоны (RF<sub>2</sub>); 3 — диабазы Ирмакаевской зоны

абсолютные количества РЗЭ в породах большеинзерской свиты (RF<sub>1</sub>) превышают их содержания в черносланцевых толщах Улуелгинско-Кудашмановской зоны (RF<sub>2</sub>) по группе LREE — 4–12 раз, по группе HREE — 9–10 раз;

- по количеству радиоактивных элементов, что видно из диаграммы U–Th (см. рис.), ранне- и среднерифейские породы в значительной степени различаются между собой; для первых характерна существенно ториевая специализация, в то время как для вторых — урановая;
- по содержаниям высоkozарядных элементов (Zr, Hf) породы большеинзерской свиты и Улуелгинско-Кудашмановской зоны также различаются, образуя два самостоятельных тренда (см. рис.);
- для рудогенных элементов характерны значительная дисперсия содержаний и близкая направленность трендов, что свидетельствует о схожести рудообразующих процессов.

Основная закономерность, которая, по нашему мнению, является определяющей для геохимии пород большеинзерской свиты Исмакаевской рудной зоны, заключается в том, что практически на всех диаграммах магматические породы, распространенные в пределах этой зоны, располагаются в полях либо на линиях трендов терригенных пород большеинзерской свиты. Данный факт свидетельствует об активном участии в формировании геохимической специализации осадочных пород магматических процессов, что было показано нами ранее для черносланцевых отложений Улуелгинско-Кудашмановской зоны [1].

Таким образом, анализ геохимических характеристик терригенных пород большеинзерской свиты Исмакаевской рудной зоны западного склона Южного Урала показывает, что их специализация сформировалась под воздействием флюидно-магматической системы. Сходство и различие с аналогичными рудными зонами среднерифейского возраста обусловлено геотектоническими и термодинамическими особенностями рудообразующих гидротермальных систем, формирующих рудные объекты.

*Исследования выполнены при финансовой поддержке интеграционного проекта УрО и УНЦ РАН «Фоновые и аномальные концентрации элементов-примесей в осадочных последовательностях рифея Башкирского мегантиклинория и их значение для металлогенического анализа», а также РФФИ-офи-м (грант № 11-05-12002) и Министерства образования и науки (Госконтракт № 14.740.11.0189.14).*

#### **Литература:**

1. Ковалев С.Г., Высоцкий И.В., Мичурин С.В., Ковалев С.С. Геология, минералогия и металлогеническая специализация углеродсодержащих толщ Улуелгинско-Кудашмановской зоны (западный склон Южного Урала) // Литосфера. – 2012. – В печати.
2. Мичурин С.В., Ковалев С.Г., Горожанин В.М. Генезис сульфатов и сульфидов в нижнерифейских отложениях Камско-Бельского авлакогена и Башкирского мегантиклинория. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. – 192 с.
3. Салихов Д.Н., Ковалев С.Г., Беликова Г.И., Бердников П.Г. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (золото). – Уфа: Экология, 2003. – Ч. 1. – 221 с.

## **ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА КАК ИСТОЧНИК БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД**

*С.Г. Ковалев, С.С. Ковалев*

*Институт геологии Уфимского научного центра РАН; E-mail: kovalev@ufaras.ru*

По геологическому строению территория Южного Урала в обобщенном виде подразделяется на восточную (палеоокеаническую) и западную (палеоконтинентальную) мегазоны. Эти различия формировались на протяжении длительной истории развития региона. В строении восточной мегазоны участвуют структурно-вещественные комплексы, входящие в состав океанических и островодужных формаций, в то время как в западной породе представлены преимущественно платформенными осадочными и магматическими образованиями. Особенности геологического строения находят свое выражение и в распространенности благороднометалльных объектов, наибольшее количество и разнообразие которых установлено в восточной мегазоне, где присутствуют практически все типы золоторудных формаций. В западной мегазоне из всего разнообразия собственно золотых и золотосодержащих месторождений и рудопроявлений на сегодняшний день установлены золото-березитовый, золото-джаспероидный, золото-кварцевый и золото-кварц-сульфидный минералого-геохимические типы.

Широкое развитие в восточной мегазоне месторождений собственно золоторудных и золотосодержащих колчеданных формаций обусловлено воздействием на субстрат длительно и интенсивно

проявленных процессов тектогенеза, магматизма и метаморфизма. Кроме того, на размещение оруденения внутри непрерывных формаций оказывали решающее влияние структурные и динамические факторы, а также литологические неоднородности разрезов. Размещение собственно золоторудных месторождений в подавляющем большинстве случаев контролируется магматическими образованиями и структурными элементами позднего происхождения.

В западной мегазоне практически все известные золото-сульфидные и золото-кварцевые месторождения и рудопроявления приурочены к терригенным породам, которые в большинстве случаев прорываются интрузивными телами основного состава, а сама благороднометалльная геохимическая специализация пород характеризуется «сидерофильной» направленностью (преобладание Pt и Ir над Pd). Генетические условия образования этих объектов на сегодняшний день изучены явно недостаточно. Одной из важных нерешенных проблем является вопрос об источнике рудного вещества и механизмах рудогенного минералообразования. В связи с этим нами был изучен рудогенерирующий потенциал диабаз-пикритового магматизма западного склона Южного Урала как представителя мантийных образований, характеризующего не только геодинамический режим развития территории, но и определяющий металлогеническую специализацию структурно-вещественных комплексов региона.

Диабаз-пикритовые комплексы, распространенные в пределах западного склона Южного Урала, являются южной частью зоны распространения пикритовой ассоциации Урала, приуроченной к Западно-Уральскому поднятию. Ранее [1, 2] эти образования были объединены в четыре разновозрастные комплекса (ассоциации): шуйдинский ( $RF_1$ ), лапыштинский ( $RF_2$ ), мисаелгинский ( $RF_3$ ) и лысогорский (V). В последнее время были получены многочисленные новые материалы о возрасте магматических пород и о геологическом строении отдельных стратотипических разрезов западного склона Южного Урала, которые практически «стирают» границу между ранне- и среднерифейскими этапами магматизма, но тем не менее в данной работе выделение четырех комплексов сохраняется, так как надежных датировок по этим породам в настоящее время не получено.

По нормализованным содержаниям P3Э все диабаз-пикритовые комплексы западного склона Южного Урала близки к субщелочным оливиновым базальтам рифта Афар, входящего в систему Восточно-Африканских рифтов, при этом по количеству щелочей южноуральские породы относятся к нормальному ряду. Из величин отношений Ti/Y, Sm/Yb и Lu/Hf, позволяющих судить о глубине выплавления и/или степени плавления мантийного источника [4], которые равны, соответственно, для шуйдинского комплекса — 195–326; 1,16–2,32; 0,09–0,18; лапыштинского — 385–402; 2,66–4,19; 0,078–0,088; мисаелгинского — 535–1443; 3,96–4,31; 0,04–0,06 и лысогорского — 517–542; 3,82–4,18; 0,045–0,053 следует, что наиболее глубинными (фашия гранатовых перидотитов) и менее истощенными следует считать первичные расплавы, сформировавшие тела мисаелгинского и лысогорского комплексов, в то время как расплавы шуйдинского и лапыштинского комплексов образовались при больших степенях плавления и/или меньшей глубине очага магмогенерации (фашия шпинелевых перидотитов) [3].

Рудогенерирующий потенциал интрузивного магматизма западного склона Южного Урала предварительно можно оценить по классификационным диаграммам (рис.), из обобщенного анализа которых следует:

- значительный разброс значений Ni/Cu отношения (от 0,021 до 58,23, от поля коматиитов до поля излившихся базальтов) свидетельствует о более чем 20% плавлении первичного мантийного субстрата и слабой дифференцированности первичного расплава по отношению к рудогенным элементам, а пониженное значение Pd/Ir отношения (от 1,04 до 6,83) в базальтоидах определяет сидерофильную направленность благороднометалльной специализации магматических пород;
- смещенность тренда «южноуральские пикриты → базальты» по отношению к генеральному тренду парциального плавления может свидетельствовать об удалении из расплавов части рудогенных элементов флюидной фазой, которая формирует благороднометалльную геохимическую специализацию терригенных пород верхних этажей континентальной коры;
- по сравнению с норильскими базальтами и пикритами и рассчитанными составами первичных магм Бушвельда южноуральские пикриты и базальты обогащены сульфидной и платиноме-

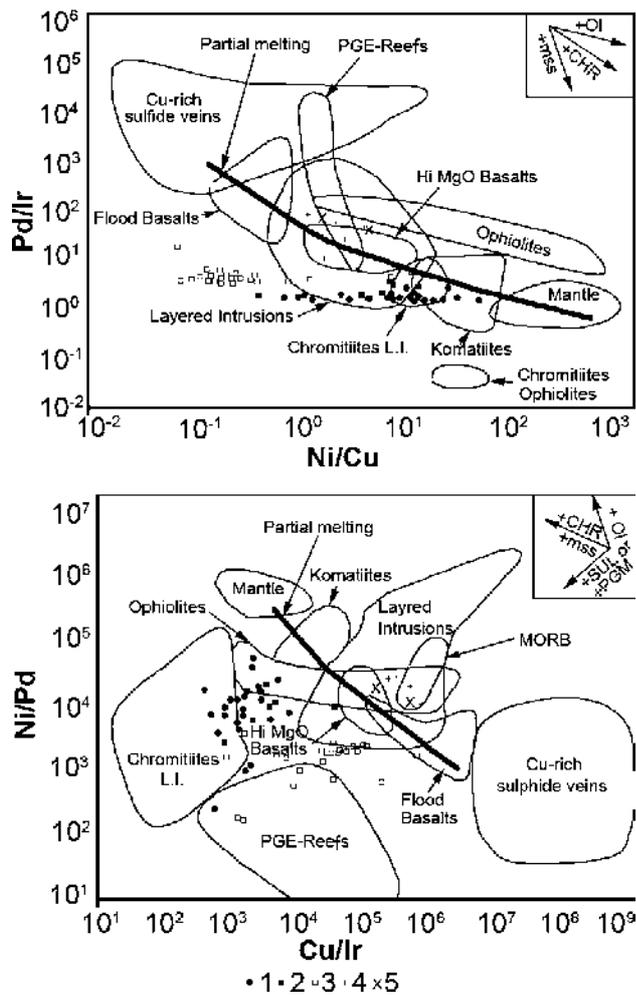


Рис. Классификационные диаграммы Pd/Ir – Ni/Cu и Ni/Pd – Cu/Ir для магматических пород различной формационной принадлежности по [5]

Условные обозначения: 1 — пикриты и пикродолериты западного склона Южного Урала; 2 — пикриты, Шатакский комплекс; 3 — базальты, Шатакский комплекс; 4 — базальты и пикриты Норильска; 5 — рассчитанные составы первичных магм Бушвельда. 4–5 — по [5]

тальной составляющей, что свидетельствует об их значительном рудогенерирующем потенциале;

- предварительный анализ генезиса сульфидной минерализации (см. рис., диаграмму Ni/Pd – Cu/Ir) показывает, что первично она была представлена твердыми растворами (mss), которые, при дальнейшем эволюционном развитии системы, распадаются на сульфидные фазы + PGM (пентландит, халькопирит, линнеит-полидимит, кобальтин и др.), обнаруженные при минераграфических исследованиях в пикритах.

Подводя итог вышеизложенному материалу, следует констатировать, что геохимическая специализация интрузивных базит-гипербазитовых комплексов западного склона Южного Урала и ее вариации при дифференциации первичных расплавов в промежуточных камерах свидетельствуют о значительном рудогенерирующем потенциале этого типа магматизма. Общая «сидерофильность» специализации может служить объяснением наличия многочисленных аномальных содержаний золота (с постоянным присутствием Pt), выявленных в терригенных породах региона.

Исследования выполнены при финансовой поддержке интеграционного проекта УрО и УНЦ РАН «Фоновые и аномальные концентрации элементов-примесей в осадочных последовательностях рифея Башкирского мегантиклинория и их значение для металлогенического анализа», а также РФФИ-офи-м (грант № 11-05-12002) и Министерства образования и науки (Госконтракт № 14.740.11.0189.14).

## Литература:

1. Алексеев А.А. Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. — М.: Наука, 1984. — 137 с.
2. Ковалев С.Г. Дифференцированные диабаз-пикритовые комплексы западного склона Южного Урала. — Уфа: УНЦ РАН, 1996. — 99 с.
3. Ковалев С.Г. Новые данные по геохимии диабаз-пикритового магматизма западного склона Южного Урала и условия его формирования // Литосфера. — 2011. — № 2. — С. 68–83.
4. Носова А.А. Петрология позднедокембрийского и палеозойского внутриматерикового базитового вулканизма Восточно-Европейской платформы: Автореф. дис... д-ра геол.-мин. наук. — М., 2007. — 58 с.
5. Barnes, S.-J., Maier, W.D. The fractionation of Ni, Cu and the noble metals in silicate and sulfide liquids // Dynamic Processes in Magmatic Ore Deposits and their application in mineral exploration. — C.E.G. Geological Association of Canada, Short Course. — 1999. — V. 13. — P. 69–106.

## ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ МЕТАСОМАТОЗА НА ИСМАКАЕВСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ МАГНЕЗИТОВ

*М.Т. Крупенин<sup>1</sup>, А.Б. Кузнецов<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> *Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург*

<sup>2</sup> *Институт геологии и геохронологии докембрия, г. Санкт-Петербург*

Исмакаевское месторождение — перспективный объект для добычи магнезита — основного источника огнеупорного периклаза для металлургии. Объект относится к классу гидротермально-метасоматических месторождений кристаллического магнезита в карбонатных толщах, являющемуся основным промышленно-генетическим типом в мире (Veitsch type в англоязычной литературе [6], Саткинский тип в России [1]). Исмакаевское месторождение входит в Южно-Уральскую магнезитовую провинцию, имеет запасы более 100 млн. т. [Фаткуллин, 1997 г.]. Магнезиты расположены в карбонатных породах верхней части миньякской подсвиты суранской свиты бурзяния, представленных около магнезитовых залежей доломитами, но на удалении переходящих в доломитизированные и далее — в чистые известняки. Пространственно месторождение расположено в западном борту Машакского рифтогенного грабена ранне-среднерифейского возраста. Источник магния и рудного флюида, а также возраст месторождения являются предметом дискуссии.

Магнезитовая залежь Исмакаевского месторождения имеет очень сложное строение и представлена серией линзовидных тел, разделенных прослоями филлитовидных сланцев и доломитов мощностью 2–5, максимально до 20 м. Отдельные магнезитовые тела имеют мощность в десятки метров (до 80 м), а в целом образуют рудную зону мощностью до 400 м и протяженностью 1100 м, по падению до 800 м. В северном направлении рудные тела достаточно резко выклиниваются и переходят в доломиты, как следует из данных изучения разведочных скважин. В целом зона магнезитовой минерализации, включая кондиционные и некондиционные магнезиты, образует сложную линзу, резко выклинивающуюся в меридиональном направлении. Закономерности распределения магнезитовой минерализации в сложной блоково-складчатой структуре рудного поля предполагают доскладчатое образование магнезита.

Вокруг рудного тела в тонкозернистых и пелитоморфных известняках наблюдается зона метасоматической доломитизации, прослеженная в латеральном направлении к северу до 500 м [2]. Магнезит имеет среднекристаллическую структуру с преобладающим размером изометричных зерен 1–5 мм, метасоматический доломит мелкокристаллический, с размером зерен около 0,2–0,5 мм. Магнезиты характеризуются повышенным содержанием кварца (до 15%), образующим гнезда размером до первых дециметров, реже прожилки, небольшой примесью вторичного доломита, талька, магнезиального хлорита и пирита; редко рентгенофазовым анализом отмечается мусковит. Контактные зоны магнезитовой залежи имеют сложное строение, представлены густой вкрапленностью магнезита в доломите мощностью в первые метры. Здесь же присутствует небольшое количество кварца, рентгенографически отмечается примесь мусковита. В зоне доломитизации по мере удаления от магнезитовой залежи количество вкрапленников магнезита довольно быстро уменьшается, в доломитах присутствует небольшая примесь кварца, иногда мусковита. В области перехода доломитов в доломитизированные известняки в них появляется примесь кальцита, кварца и калиевого полевого шпата. Количество калишпата нарастает в недоломитизированных пелитоморфных известняках, достигая 16%. Калишпат представлен смесью обломочных зерен ортоклаза и микроклина алевритовой размерности. Зона перехода доломитов в доломитизированные известняки имеет секущий характер относительно слоистости карбонатных пород.

Для магнезитов и метасоматических доломитов характерно устойчивое содержание  $Fe_2O_3$ , соответственно 3–5 и 1–2%, что наряду с другими признаками позволяет рассматривать образование магнезитовой залежи как результат одноактного внедрения в известняковую толщу магнезиальных флюидов на этапе тектонической перестройки в регионе [2]. Особенностью такого процесса является формирование зоны метасоматических тонкокристаллических доломитов,

которые предлагается называть доломит-3. Нами выделяются следующие минеральные зоны этого метасоматического процесса: 1) железистый магнезит; 2) железистый магнезит + доломит-3; 3) доломит-3; 4) доломитизированный известняк; 5) вмещающий известняк. Для каждой зоны кроме основного минерала или парагенеза отмечаются еще второстепенные минералы, аутигенные или реликтовые, сохранившиеся только в определенных зонах метасоматической колонки, как, к примеру, калишпат в зоне доломитизированного известняка, или аутигенные, например, мусковит, являющийся, вероятно, продуктом преобразования калишпата в условиях изменения режима щелочности при магнезитовом метасоматозе.

Анализ Cl-Br-Na систематики флюидных включений в магнезитах и вмещающих карбонатных породах методом хроматографии показал, что рудный флюид соответствовал эвапоритовому рассолу высокой степени осолонения, так же, как и для других месторождений магнезита Южно-Уральской провинции [4].

Нами начато изучение систематики Sm-Nd на Исмакаевском месторождении совместно с Rb-Sr изотопной системой. Сделан вывод, что наиболее пригодными для изотопных исследований являются магнезиты из центральных частей магнезитовых залежей, испытавшие максимальные метасоматические преобразования и имеющие средне-крупнокристаллическую структуру. Это позволило выявить наиболее чистые от алюмосиликокластической примеси и наиболее метасоматически преобразованные магнезиты, которые тестировались с помощью химического и количественного спектрального (ICP-MS) анализов. Ранее установлено, что «визитной карточкой» Исмакаевского месторождения является положительная аномалия европия в магнезитах. Дополнительным изучением показано, что для магнезитов из центральных частей залежей наблюдается не только устойчиво сильная положительная аномалия европия, но и часто аномально высокий подъем концентраций соседних с ним лантаноидов средней группы (Sm, Gd, иногда Nd, Tb) на фоне резкого деплетирования легких лантаноидов. Это объясняется, вероятно, высокотемпературным характером магнезиального метасоматоза и связанными с этим не только переходом Nd, Sm и Eu в двухвалентную форму с изменением ионного радиуса, но и комплексообразованием в средней группе лантаноидов [5]. Нельзя исключать также особенности геохимического состава флюида. Изучение Sm-Nd систем было проведено в кристаллических магнезитах и вмещающих осадочных известняках и доломитах, отобранных на периферии рудного поля. По сравнению с вмещающими карбонатными породами в магнезитах были получены повышенные отношения Sm/Nd 0,27–0,98 (среднее 0,41) против 0,21–0,25. Анализ изотопного состава неодима показал, что все образцы имеют низкие значения  $\epsilon_{Nd}$ , близкие к значениям корового резервуара. Причем значения  $\epsilon_{Nd}$  известняка (–6,4) и доломитов (–6,7...–5,5) близки к соответствующим карбонатным породам саткинской свиты. А вот магнезиты здесь, в отличие от саткинских, имеют очень низкие значения  $\epsilon_{Nd}$  (среднее –13,1). Думается, что это отражает осадочную природу рудного флюида или его миграцию сквозь толщу терригенных пород. Об этом же свидетельствуют ранее установленные высокие значения отношения  $^{87}Sr/^{86}Sr$  в магнезитах (0,72224–0,72962, в отдельных пробах до 0,76250) относительно вмещающих известняков (0,70587) [3].

Высокие вариации отношения Sm/Nd в магнезитах от 0,27 до 0,70 по сравнению с известняками (0,18) и доломитами (0,24–0,27) позволяют применить Sm-Nd метод определения возраста. Сравнение отношения Sm/Nd и  $^{87}Sr/^{86}Sr$  в разных группах пород показывает, что эти параметры положительно коррелированы в доломитовых и известняковых образцах, а в магнезитах при относительно постоянном отношении  $^{87}Sr/^{86}Sr$  изменяется только отношение Sm/Nd. Это предполагает, что магнезиты формировались из единого флюида, в котором происходило фракционирование концентраций Sm и Nd. Такое фракционирование свойственно высокотемпературным системам при высоком отношении вода/порода. Кроме того, наблюдаемый эффект фракционирования, в нашем случае выраженный в увеличении отношения Sm/Nd, будет приводить к повышению значения  $\epsilon_{Nd}$  при расчете на известный стратиграфический возраст толщ. Таким образом, значения  $\epsilon_{Nd}$ , рассчитанные без фракционной поправки, будут некорректно отражать характеристики геохимического резервуара, являвшегося источником для магнезиального флюида (раствора). Тем не менее обнаруженная перестройка Sm-Nd системы позволяет использовать эту систематику для определения возраста Sm-Nd методом, при условии подбора когенетичных образцов.

Полученные первые анализы изотопного состава неодима, при наличии достаточно широкого интервала измеренных значений Sm/Nd отношения (0,31–0,7), являются хорошей предпосылкой для определения возраста магнетитов Исмакаевского месторождения Sm-Nd методом. В изохронных координатах точки магнетитов Исмакаевского месторождения образуют наклонный тренд. Если этот возраст имеет геохронологический смысл, то предварительная оценка возраста соответствует среднему рифею (1300–1100 млн. лет), что существенно моложе, чем возраст вмещающих пород.

Таким образом, гидротермально-метасоматическое магнетитовое оруденение на Исмакаевском месторождении связано с внедрением в известняковую толщу нагретого рассольного, вероятно, высокомагнезиального флюида на этапе рифтогенной тектонической перестройки региона в среднем рифее. Источником флюида предполагаются эвапоритовые рассолы, подверженные метаморфизму в результате взаимодействия с осадочными породами рифейского разреза в структуре Машакского рифтогенного грабена.

*Выполняется при поддержке гранта РФФИ 12-05-00977а.*

### Литература:

1. Еремин Н.И. Неметаллические полезные ископаемые. М.: Изд-во МГУ, 2007. – 464 с.
2. Крупенин М.Т., Котляров В.А., Гуляева Т.Я., Петрищева В.Г. Стадийность магнезиального метасоматоза в различных типах магнетитовых месторождений Южно-Уральской провинции (по данным микроанализа) // Литосфера. – 2008. – № 3. – С. 98–120.
3. Крупенин М.Т., Кузнецов А.Б. Sr-изотопная характеристика магнетитов и вмещающих карбонатных пород, нижний рифей, Южно-Уральская провинция // Литосфера. – 2009. – № 5. – С. 56–71.
4. Крупенин М.Т., Прохаска В., Маслов А.В. Cl-Br-Na систематика флюидных включений в магнетитах Южно-Уральской провинции // Докл. РАН. – 2009. – Т. 426, № 3. – С. 351–354.
5. Moeller P., Bau M. Rare-earth patterns with positive cerium anomaly in alkaline waters from Lake Van, Turkey // Earth and Planetary Science Letters. – 1993. – V. 117. – P. 671–676.
6. Pohl W. Comparative geology of magnesite deposits and occurrences // Monograph series on mineral deposits. – Berlin-Stuttgart: Gebruder Borntraeger, 1989. – No 28, – P. 1–13.

## ИЗУЧЕНИЕ ТИПОХИМИЗМА СУЛЬФИДОВ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ПРОБЛЕМ И ПРИКЛАДНЫХ ЗАДАЧ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ И ОСВОЕНИЯ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

*В.В. Масленников<sup>1,2</sup>, С.П. Масленникова<sup>1</sup>, Н.С. Ярославцева<sup>1</sup>*

<sup>1</sup> *Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс*

<sup>2</sup> *Южно-Уральский государственный университет, г. Миасс*

Изучение типохимизма сульфидов открывает пути к решению многих генетических, прогнозных, геоэкологических и технологических проблем, связанных с поисками и освоением колчеданных месторождений. Ранее в большинстве случаев типохимизм сульфидов изучался либо химическими анализами монофракций, либо методом рентгеноспектрального микрозондового и лазерного спектрального видов микроанализа, имеющими низкую чувствительность.

В последнее десятилетие авторами проведены совместные работы с сотрудниками Международного Центра рудных месторождений (CODES, Университет Тасмании, Австралия), освоена техника выполнения масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляцией (ЛА-ИСП-МС) [4]. Первый опыт изучения типохимизма сульфидов колчеданных месторождений показал явные преимущества этого метода по сравнению с традиционными анализами [2, 5]. Существенное расширение спектра химических элементов и низкие пределы обнаружения (1 мг/т),

позволяют по-новому решить многие задачи геохимии руд. Методом ЛА-ИСП-МС анализ минералов производится *in situ*, локально с определением пространственного распределения элементов-примесей в пределах зерна. Лазерный микропробоотборник предназначен для абляции твердого вещества в заданной точке (линии, площади) и построения «микрокарт» распределения химических элементов. «Молекулярный газ» доставляется в потоке аргона к плазме масс-спектрометра одновременно с воздействием лазера. Ординарным является анализ зерен минерала диаметром пучка 4–150 мкм на глубину 100 мкм с одновременным непрерывным сканированием импульсов 20–30 химических элементов. Это позволяет оценивать наноминеральную и химическую гетерогенность микроскопических зерен сульфидов и других минералов и проводить более глубокие минералого-геохимические интерпретации. Анализ выполнялся на 25 элементов: Ti, V, Mn, Co, Ni, As, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, Ba, Au, Tl, Pb, Bi, Te, Se, W, Zr, U, Th, La, Cr, In, Ge др.

В результате проведенных работ получены первые количественные данные ЛА-ИСП-МС по геохимической зональности сульфидных труб, которые показали разнообразие и в тоже время единство процессов дифференциации элементов-примесей в «черных и серых курильщиках» [2, 5]. Аномально высокими содержаниями Au, Ag, Mn, Co, Ni, Pb, Tl, As и иногда Te характеризуется колломорфный пирит «черных курильщиков», образовавшийся при быстром отложении вещества. В нем же встречаются V и U — типичные гидрогенные элементы, поступающие из морской воды. Две разновидности халькопирита — псевдоморфная и крустификационная, различаются по содержаниям элементов-примесей. Псевдоморфный халькопирит наследует от колломорфного пирита повышенные содержания Mn, As, Pb, Tl — элементов-примесей низкотемпературной гидротермальной ассоциации. Высокие содержания Mo, U и V свидетельствуют об участии океанской воды в процессах минералообразования. Крустификационный халькопирит отличается высокими содержаниями элементов-примесей, которые обычно относятся к высокотемпературной гидротермальной ассоциации — Se, Sn [5]. Повышенные содержания Au, Te, Ag и Mo отмечаются в краевых частях халькопиритового слоя, формировавшихся в среднетемпературных условиях. Интересно, что на фоне общего снижения содержаний Te, Se и Au в халькопирите, эти же элементы активно концентрируются в сфалерите и пирите «серых курильщиков» месторождений типа куроко (баймакского). При этом золотосодержащий пирит характеризуется высокими содержаниями Ni по сравнению с пиритом сульфидных труб «черных курильщиков». Различия в типохимизме сульфидов различных типов колчеданных месторождений должно учитываться при разработке схем обогащения руд.

Выделяются две разновидности борнита: первая замещает псевдоморфный халькопирит, вторая — крустификационный халькопирит. Первая разновидность отличается от второй присутствием Tl, Mo и гораздо более низкими содержаниями Bi, Te, Se, Ni, Co, Au. Борнит, образовавшийся по крустификационному халькопириту, наследует элементы высокотемпературной ассоциации и является концентратором Bi, Ag и иногда Sn. Галенит является концентратором Tl, Ag, Te, Bi и Sb.

На основе сравнения типохимизма одноименных сульфидов установлено, что геохимическая специализация труб современных и древних «курильщиков» зависит от состава рудовмещающих формаций [1]. Элементы-примеси в гидротермальном халькопирите фанерозойских «курильщиков» находятся в зависимости от состава рудовмещающих комплексов, среди которых серпентинитовый отличается повышенными содержаниями Se, Sn, Co, Ni, Au и U; базальтовый — высокими концентрациями Co, Se и низкими Bi и Pb; риолит-базальтовый — высокими содержаниями Te и Bi, иногда Co и умеренными Se; базальт-риолитовый — повышенными концентрациями As, Sb, Mo, Pb, Bi, иногда Ag, W и низкими концентрациями Co и Se. Содержания Se, Co в халькопирите труб постепенно убывают, а Ba, Bi, Pb, Ag, Sb, Mo, W возрастают по мере увеличения в рудовмещающих комплексах относительного количества кислых вулканитов. В целом ассоциация Zn, Hg, Co, Cd, As, Pb, Sn, V, Mn и Ag является типичной для сфалерита. Однако в этом же рудно-формационном ряду в сфалерите уменьшаются содержания Co, Fe, Sn и возрастают количества Hg, Ag, и Cd. Геохимическая специализация сульфидов должна учитываться при освоении различных типов колчеданных месторождений.

Применение нового высокочувствительного метода (ЛА-ИСП-МС) позволяет решить ряд важных генетических задач, касающихся геохимической эволюции диагенеза сульфидных отло-

жений [3]. В частности, на примере рудокластитов неметаморфизованных колчеданных месторождений установлено, что по мере эволюции процессов диагенеза-катагенеза количество элементов-примесей уменьшается в ряду: колломорфный пирит → псевдоморфозы пирита по пирротину — фрамбоидальный пирит → марказит → конкреционный ангедральный пирит → эвгедральный зональный и незональный пирит. Содержания элементов-примесей иногда вновь резко возрастают в эвгедральном метаморфическом пирите за счет многочисленных микровключений других минералов. Это наблюдение должно внести свои коррективы при составлении схем переработки руд метаморфизованных и неметаморфизованных колчеданных месторождений.

Благодаря ЛА-ИСП-МС, можно подойти к решению некоторых важных прикладных задач, которые невозможно решить другими методами. В области совершенствования технологических схем переработки сульфидных руд может быть использован графический корреляционный метод определения наноминеральных форм нахождения благородных металлов (теллуридов, сульфидов, селенидов, изоморфных форм). В частности, во многих сульфидах на основе корреляционных диаграмм, построенных по данным этого метода, были выявлены «невидимые» традиционными способами минералы и минеральные ассоциации. Этот прием успешно реализован нами в настоящее время при диагностике невидимых акцессорных минералов в колломорфных сульфидах гидротермальных труб современных и древних «черных курильщиков» [5]. Установлено, что «невидимое» золото в колломорфном пирите «черных курильщиков» очень часто представлено теллуридами, тогда как в аналогичном пирите «серых курильщиков» и гидротермальных корок оно концентрируется в самородном виде, иногда в ассоциации с гесситом и блеклыми рудами. Использование трендов анализа позволяет в ряде случаев обосновать изоморфное вхождение золота в сульфиды. Полученные данные могут быть полезны для развития технологий рациональной переработки колчеданных руд, особенно применительно к неметаморфизованным колчеданным месторождениям, большинство из которых находится в современных океанах.

Результаты изучения типохимизма пирита, рассеянного в вулканогенно-осадочных и осадочных горизонтах, позволяют разработать новые критерии прогнозирования скрытых на глубине колчеданных месторождений. В частности, сравнение пирита надрудных толщ колчеданных месторождений показало его существенные отличия от пирита безрудных вулканогенно-осадочных и осадочных толщ. Установлено, что надрудный конкреционный и фрамбоидальный пирит характеризуется гораздо более высокими содержаниями Au, Te, Bi, Tl и других элементов-примесей колчеданной ассоциации, а также повышенным отношением Au/Ag по сравнению с аналогичным по морфологии пиритом безрудных вулканогенно-осадочных и осадочных толщ.

Другой важный аспект использования ЛА-ИСП-МС, имеющий практическое значение, включает разработку новых геоэкологических критериев оценки степени риска отработки колчеданных месторождений, еще не вовлеченных в горное производство. В частности установлено, что повышенные содержания As, U и Tl характерны для колломорфного пирита, поступающего в «хвостохранилища» при переработке руд неметаморфизованных колчеданных месторождений уральского и кипрского типов. Риск концентрации Hg, Tl и Cd повышается на предприятиях, создающих сфалеритовые «хвостохранилища», особенно при переработке колчеданно-полиметаллических руд месторождений алтайского и куроко рудно-формационных типов. Следует заметить, что в таких «хвостохранилищах» теряются не только Au и Ag, но и весьма ценный для электроники In.

*Авторы благодарят Л.В. Данюшевского, Р.Р. Ларжа и С. Гильберта за предоставленную возможность выполнения ЛА-ИСП-МС анализов в Университете Тасмании (лаборатория CODES).*

*Исследования проводились в рамках Программы Президиума РАН № 23 при финансовой поддержке УрО РАН (проект 12-П-5-1003), а также при реализации ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 годы (проект НК–544П/14).*

## Литература:

1. Масленников В.В., Леин А.Ю., Масленникова С.П., Богданов Ю.А. Фанерозойские «черные курильщики» как индикаторы состава рудовмещающих комплексов // Литосфера. — 2010. — № 3. — С. 153–162.
2. Масленникова С.П., Масленников В.В. Сульфидные трубы палеозойских черных курильщиков (на примере Урала). — Екатеринбург: УрО РАН, 2007. — 312 с.

3. Сафина Н.П., Масленников В.В. Последовательность минералообразования в кластогенных рудах Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал) // Записки РМО. — 2008. — Ч. СXXXVII, № 4. — С. 89–103.

4. Danyushevsky L., Robinson P., Gilbert S. et al. Routine quantitative multi-element analysis of sulphide minerals by laser ablation ICP-MS Standard development and consideration of matrix effects // *Geochemistry Exploration Environment Analysis*. — 2011. — V. 11. — P. 51–60.

5. Maslennikov V.V., Maslennikova S.P., Large R.R., Danyushevsky L.V. Study of trace element zonation in vent chimneys from the Silurian Yaman-Kasy VHMS (the Southern Urals, Russia) using laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICPMS) // *Econom. Geology*. — 2009. — V. 104. No 8. — P. 1111–1141.

## СИДЕРОФИЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ В РУДАХ УЧАЛИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

П.И. Пирожок<sup>1</sup>, А.В. Чадченко<sup>2</sup>

<sup>1</sup> ОАО «Учалинский ГОК», г. Учалы

<sup>2</sup> Учалинский филиал ОАО «Башкиргеология», г. Учалы; *uchgeol@yandex.ru*

### Распределение элементов-примесей

Изучение распределения основных рудных компонентов и элементов-примесей, в том числе сидерофильных, в колчеданных рудах и геохимическом ореоле Учалинского месторождения методами математической статистики и сплайн-моделей [5, 6], с использованием более 1500 проб, показало, что эти элементы образуют две группы: I-ая — элементы, привнесенные в руды и метасоматиты в процессе рудообразования, II-ая — элементы, вынесенные в надрудную толщу пород (V, Ti, Cr, Ni, Co, Mn) [4, 8].

По поводу I группы отметим, что она подразделяется на 4 подгруппы и в 1-ую подгруппу входят Co, Bi, максимумы содержаний которых наблюдаются в СК, СКВ, МК, МВ лежачего бока рудной залежи; в 4-ую подгруппу входят V, Ga, Zr, Sr с повышенными содержаниями в околорудных метасоматитах лежачего и висячего бока залежи.

Элементы-примеси II-ой группы (V, Ti, Cr, Ni, Co, Mn) выносились из рудоподводящих каналов, из рудной залежи и околорудных метасоматитов, концентрируясь в гематитизированных базальтах висячего бока (г/т): V — до 133, Ti — до 3400, Mn — 600–870; в базальтах и риодацитах лежачего бока (г/т): Ti — 300, V — 30, Mn — 380 [4, 8].

Однако, несмотря на активные процессы привноса-выноса, руды месторождения содержат значительное количество сидерофильных элементов-примесей (г/т): Ti — от 60–70 до 1550–2200, Co — 19–77, Mn — 100–400; сравнительно меньшие содержания V (6–12), Cr (10–25), Ni (3–10) следует, по-видимому, считать реликтовыми (табл. 1).

Названные выше сидерофильные элементы не образуют собственных минералов, а входят как примеси в решетку главных рудообразующих минералов — пирита, халькопирита и сфалерита.

Так, в пирите СК Co и Ni соответственно (г/т) — 129 и 100, МК — 64 и 100, МЦК — 133 и 100, из рудокластов висячего бока — 136 и 90; в халькопирите СК Co — 134, МК — 66, МЦК — 81 г/т; из всех типов руд Ni — 100; в сфалерите сплошных руд Co — 10, Ni — 100, метасоматитов лежачего бока Co — 8, Ni — 70 г/т [4, 8].

Слоистые руды Cu-Zn состава (МЦВ), представленные многократным (до 8–10 раз) чередованием Ср-Sf-Пу тонко- и грубозернистых агрегатов с сульфидно-гематит-кварцевыми и гематит-кварцевыми слоями на южном фланге месторождения [3], характеризуются повышенными содержаниями сидерофильных элементов-примесей, а также Au, Ag, Te, В [1].

Так, в раннем пирите из этой МЦВ руды Ni — до 164 г/т, в позднем пирите Co — до 24 г/т; в сфалерите — высокие содержания Ti, V, Cr, Mn. Магнетит из гематит-кварцевых слоев с суль-

фидами ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$  11–14 мас. %,  $\text{SiO}_2$  74–78 мас. %) содержит высокие количества (г/т): V (583–891), Ti (191–3247), Cr (63–266), Mn (257–2127), Sn (19–1023), As (38–733) [1].

Таблица 1

### Средние содержания сидерофильных элементов в рудах Учалинского месторождения (г/т) [4]

№ выбор.	Сорт руды	Проб, шт.	V	Ti	Cr	Co	Ni	Mn
14	МК	16	9	460	23	44	7	210
10	МВ	20	10	550	20	60	6	140
15	МЦК	37	7	60	10	29	5	170
11	МЦВ	5	6	1650	10	70	5	100
16	ЦК	4	8	70	10	19	5	200
12	ЦВ	5	32	1550	10	48	10	200
13	СК	5	15	1350	25	77	8	310
9	СКВ	5	12	2200	15	70	7	400
17	СКР	17	11	220	22	34	5	200
18	МЦВС	5	10	400	10	30	3	300

**Примечание.** Промышленные сорта руды: МК — Cu-Py, МЦК — Cu-Zn-Py, ЦК — Zn-Py, СК — S-Py (серный колчедан) сплошные; МВ, МЦВ, ЦВ — соответственно вкрапленные; СКВ — серноколчеданный вкрапленный, мелкозернистый; СКР — рудокласты серного колчедана (висячий бок); МЦВС — Cu-Zn-Py вкрапленный (висячий бок).

Здесь также упомянем о постоянном присутствии магнетита в цементе брекчиевидных и брекчиевых МЦК руд (от долей до 1,5%) в виде гнезд, жил, сложно построенных зон магнетитизации в северном фланге залежи — в эндо- и экзоконтактах габбро-диоритовой дайки, секущей МЦК [2].

### Сидерофильные элементы-примеси в технологических пробах и магнетитовых концентратах

На стадии первого этапа детальной разведки из МК, МЦК, ЦК и МВ руд были отобраны и исследованы на обогатимость методами флотации большеобъемные технологические пробы, из которых получены кондиционные медный, цинковый и пиритный концентраты [Нуждин, 1952ф]. Химический состав этих проб показан в таблице 2.

Таблица 2

### Химический состав полузаводских технологических проб из руд Учалинского месторождения (вес. %) [Нуждин, 1952ф]

Наименование	№ 1	№ 2	№ 3	№ 4
Промышленный сорт	МК	МЦК	ЦК	МВ
Вес, кг	1300	2600	3100	470
Cu	1,03	0,95	0,50	4,42
Zn	0,39	6,50	11,42	0,88
Pb	0,08	0,43	0,53	след.
S общ.	49,94	44,49	36,64	21,63
Fe общ.	44,52	36,75	30,90	26,36
$\text{V}_2\text{O}_5$	0,029	0,0526	0,016	0,030
Co	0,021	0,004	0,001	0,024
BaO	0,065	5,58	14,03	0,27
MnO	след.	0,039	0,045	0,025

**Примечание:** Проба № 1 из керна скв. 156 (44,6–170,1 м), проф. 14; проба № 2, скв. 148 (53,2–151,5 м), проф. 3; проба № 3, скв. 124 (63,54–138,78 м), проф. 18; проба № 4, скв. 158 (70,35–90,51 м), проф. 7.

В пробах обращают на себя внимание высокие содержания  $V_2O_5$  — 526 г/т в МЦК и ВаО (вес. %): в МЦК — 5,88, в ЦК — 14,03.

Из этих проб методом магнитной сепарации, при напряжении 50 В и силе тока 5 А, получены магнетитовые концентраты, качество которых приведено в таблице 3.

Таблица 3

### Содержание сидерофильных элементов в магнетитовых концентратах из руд Учалинского месторождения (вес. %) [Уралмеханобр, Нуждин, 1952ф]

№ пробы	Сорт руды	$V_2O_5$	$TiO_2$	$Cr_2O_3$	Со	Мп	Fe общ.
1	МК	0,088	0,42	0,12	0,007	0,21	58,0
2	МЦК	0,081	0,50	0,11	0,005	0,18	56,54
3	ЦК	0,054	0,33	0,08	0,003	0,14	57,5
4	МВ	0,109	0,47	0,22	0,008	0,18	57,6
5	Смесь 1–4	0,067	0,42	0,13	0,005	0,19	55,0

**Примечание:** Проба № 5 скомпонована из МК — 45%, МЦК — 20%, ЦК — 20%, МВ — 5%, некондиционной МВ — 10%, вес — 1800 кг.

Следует отметить, что в те годы это был первый опыт получения Mgt-концентратов из колчеданных руд методом магнитной сепарации. Наличие сидерофильных элементов и магнетита в колчеданных рудах южноуральских месторождений снижают качество Cu- и Zn- товарных концентратов, поэтому поиск методов и способов их удаления остается актуальным и поныне.

### О содержаниях $V_2O_5$ в Ti-Mgt рудах и тяжелых нефтях, сравнение с Учалинскими данными

В работе А.А. Суханова, Ю.Э. Петровой, И.Р. Макаровой [7] приведены данные о содержаниях пятиоксида ванадия в тяжелых нефтях и битумах месторождений Волго-Уральской, Тимано-Печорской и Западно-Сибирской нефтегазоносных провинций (НГП), а также сравнение с данными по Ti-Mgt рудам Уральского региона.

Так, по Волго-Уральской НГП (25 месторождений) содержание  $V_2O_5$  варьирует (г/т): от 227–270 до 1495–1922, с преобладанием 470–755; по Тимано-Печорской НГП (10 месторождений): от 0–113 до 175–183, два — 426, 453; по Западно-Сибирской НГП (7 месторождений): от 70 до 321 [7, табл. 3].

Содержания  $V_2O_5$  в Ti-Mgt месторождениях Уральского региона — Качканарском, Гусевогорском, Первоуральском колеблются от 0,12 до 0,68 вес. %; на Ашальгинском и Мордово-Кармальском — составляют соответственно 0,09 и 0,08 вес. % [7, табл. 6]; на Волковском месторождении  $V_2O_5$  в сульфидных рудах — в среднем 0,5 вес. % (сообщено нам М.Я. Волькинштейном, 2011).

Из приведенных данных следует, что по содержаниям  $V_2O_5$  учалинские руды (160–526 г/т) и магнетитовые концентраты (540–1090, в среднем (проба № 5) 670 г/т), сравнимы с большинством месторождений тяжелых металлоносных нефтей и битумов, но уступают Ti-Mgt месторождениям.

Приведенные данные о сидерофильных элементах-примесях и магнетите в рудах Учалинского колчеданного месторождения могут быть использованы: а) для геохимической характеристики рудных полей, районов и структурно-формационных зон; б) для совершенствования способов улучшения качества Cu и Zn концентратов на обогатительных фабриках Урала (магнитная сепарация); в) а также внесут дополнительные штрихи в дискуссию о генезисе металлоносных нефтей.

### Литература:

1. Аюпова Н.Р., Масленников В.В., Сафина Н.П. Минералого-геохимические особенности слоистых сульфидно-гематитовых руд Учалинского медно-цинково-колчеданного месторождения (Южный Урал) // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Матер. VIII межвед. науч.-практ. конф. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. — С. 130–133.

2. Бородаевская М.Б., Пирожок П.И., Курбанов Н.К., Нафиков У.С. Возрастные соотношения даек и колчеданных руд в Учалинском рудном поле (Южный Урал) // Геологическое строение некоторых колчеданных месторождений. – М.: Недра, 1967. – С. 119–141. – (Тр. ЦНИГРИ; Вып. 67).
3. Пирожок П.И., Чадченко А.В. Строение и состав флангов колчеданной залежи Учалинского месторождения (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов–2002. – Миасс: ИМин УрО РАН, 2002. – С. 216–220.
4. Серавкин И.Б., Пирожок П.И., Скуратов В.Н. и др. Минеральные ресурсы Учалинского горно-обогатительного комбината. – Уфа, 1994. – 328 с.
5. Скуратов В.Н. Минералого-геохимическая зональность и генезис руд Учалинского медно-цинкового колчеданного месторождения: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Свердловск, 1982. – 22 с.
6. Скуратов В.Н., Хакимов Б.В. Изучение геохимических особенностей малых элементов Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления // : Тез. докл. – Тюмень, 1983. – С. 54–55.
7. Суханов А.А., Петрова Ю.Э., Макарова И.Р. О реализации металлоносного потенциала тяжелых нефтей // Недропользование – XXI век. – 2009. – № 3. – С. 86–91.
8. Чадченко А.В. Закономерности распределения основных рудных компонентов в околорудных измененных породах Учалинского месторождения в связи с его структурными особенностями: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Свердловск, 1989. – 29 с.

## ОСОБЕННОСТИ КОНЦЕНТРИРОВАНИЯ РЕДКИХ И РАССЕЯННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В НЕФТЯХ И ИХ ТЯЖЕЛЫХ ФРАКЦИЯХ РЯДА НЕФТЕГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХАНТЫ-МАНСИЙСКОГО АВТОНОМНОГО ОКРУГА ТЮМЕНСКОЙ ОБЛАСТИ

Ю.Л. Ронкин<sup>1</sup>, Ю.Н. Федоров<sup>2</sup>, А.В. Маслов<sup>1</sup>

<sup>1</sup> ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург;

<sup>2</sup> ТФ ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «КогалымНИПИнефть», г. Тюмень

Как известно, в нефти и ее производных присутствует обширная номенклатура редких и рассеянных элементов, значительно дифференцирующихся по физико-химическим свойствам и уровням концентрирования [5]. Активное внедрение в практику современных геохимических исследований секторных (FS) высокоразрешающих (HR) масс-спектрометров (MS) с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) позволило существенно расширить представления о закономерностях распределения микроэлементов в сырых нефтях и их производных, что находит отражение в постоянно растущем числе соответствующих публикаций [1–4, 6–8]. Тем не менее количество работ, посвященных прямому датированию нефтей методами изотопной геологии, в настоящее время все еще весьма невелико, что связано в первую очередь с аналитическими трудностями в силу низких концентраций радиогенных систем соответствующих элементов. Именно по этой причине первые работы по датированию углеводородов методами изотопной геологии были выполнены исключительно по тяжелым фракциям, являющимся концентраторами большинства микроэлементов [3, 8]. В настоящей работе приведена информация о содержании 55 микроэлементов и их распределении как в самих сырых нефтях, так и в выделенных из них тяжелых фракциях. Она может быть использована для выяснения возможности датирования тяжелых фракций нефтей Rb-Sr и Sm-Nd методами.

Объектами изучения являлись сырые нефти Даниловского, Восточно-Лазаревского и Кечимовского нефтегазовых месторождений Ханты-Мансийского автономного округа Тюменской области, а также соответствующие тяжелые фракции, полученные путем отгонки более легких составляющих при температурах в диапазоне 323–350 °С. Концентрации микроэлементов определялись путем кислотного разложения (AD) исходного материала с последующим анализом с помощью

FS HR MS-ICP Element 2. Всего изучено 6 проб, привязка и параметры концентрирования которых приведены в табл. 1.

Таблица 1

№ пробы	Месторождение, скважина	Пласт	T, °C	Остаточный объем, %
1	Даниловское, 2296	Кора выветривания	>350	38,2
2	Восточно-Лазаревское, 3195	Ю <sub>3-4</sub>		37,1
3	Кечимовское, 6802	БВ <sub>6</sub>	>330	40,0
4	Кечимовское, 7534д	АВ <sub>7</sub>	>323	51,0
5	Кечимовское, 7119	АВ <sub>1-2</sub>	>330	49,0
6	Кечимовское, 6151	ЮВ <sub>1</sub>	>323	45,0

На рис. 1 приведен график, отображающий степень концентрирования микроэлементов в сырых нефтях и выделенных из них тяжелых фракциях (НФ) Даниловского, Восточно-Лазаревского и Кечимовского нефтегазовых месторождений Ханты-Мансийского автономного округа Тюменской области.

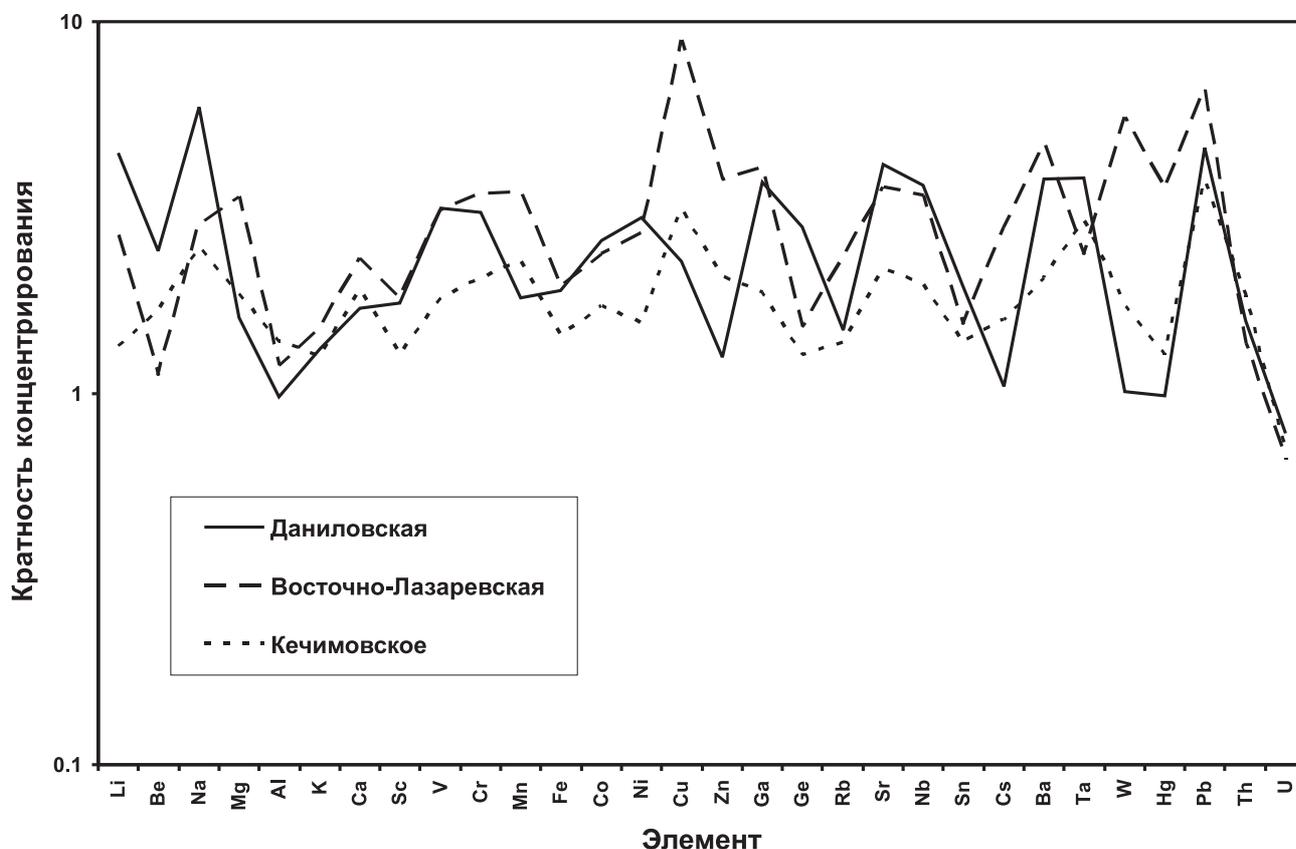


Рис. 1. Кратность концентрирования микроэлементов ( $C_{CO}/C_{HF}$ ) в сырых нефтях (СО) и выделенных из них тяжелых фракциях (НФ)

Максимальная кратность обогащения наблюдается для Cu (8,9) в тяжелой фракции нефти Восточно-Лазаревского месторождения. Минимальное значение для всех месторождений присуще U (соответственно, 0,78, 0,67 и 0,69 для тяжелых фракций Даниловского, Восточно-Лазаревского и Кечимовского нефтегазовых месторождений), что представляется определенным диссонансом в ожидаемых результатах и является предметом дальнейшего изучения. Для остальных элементов степень обогащения укладывается в диапазон значений 1–4.

Отдельный интерес, в связи с идентификацией генезиса изученных нефтей, представляет изучение закономерностей распределения редкоземельных элементов (РЗЭ), характеризующихся,

как известно, значительным родством физических и химических свойств и являющихся своеобразным геохимическим трассером. На рис. 2 представлены нормированные к хондриту спектры распределения РЗЭ в сырых нефтях и выделенных из них тяжелых фракциях.

Установленные особенности поведения РЗЭ показали, что для определения возможных источников микроэлементов в сырой нефти и ее производных могут быть использованы как минимум два основных критерия: амплитуда физической дифференциации РЗЭ в углеводородах и степень химической дифференциации лантаноидов, выраженной в величине европиевых аномалий ( $Eu/Eu^*$ ).

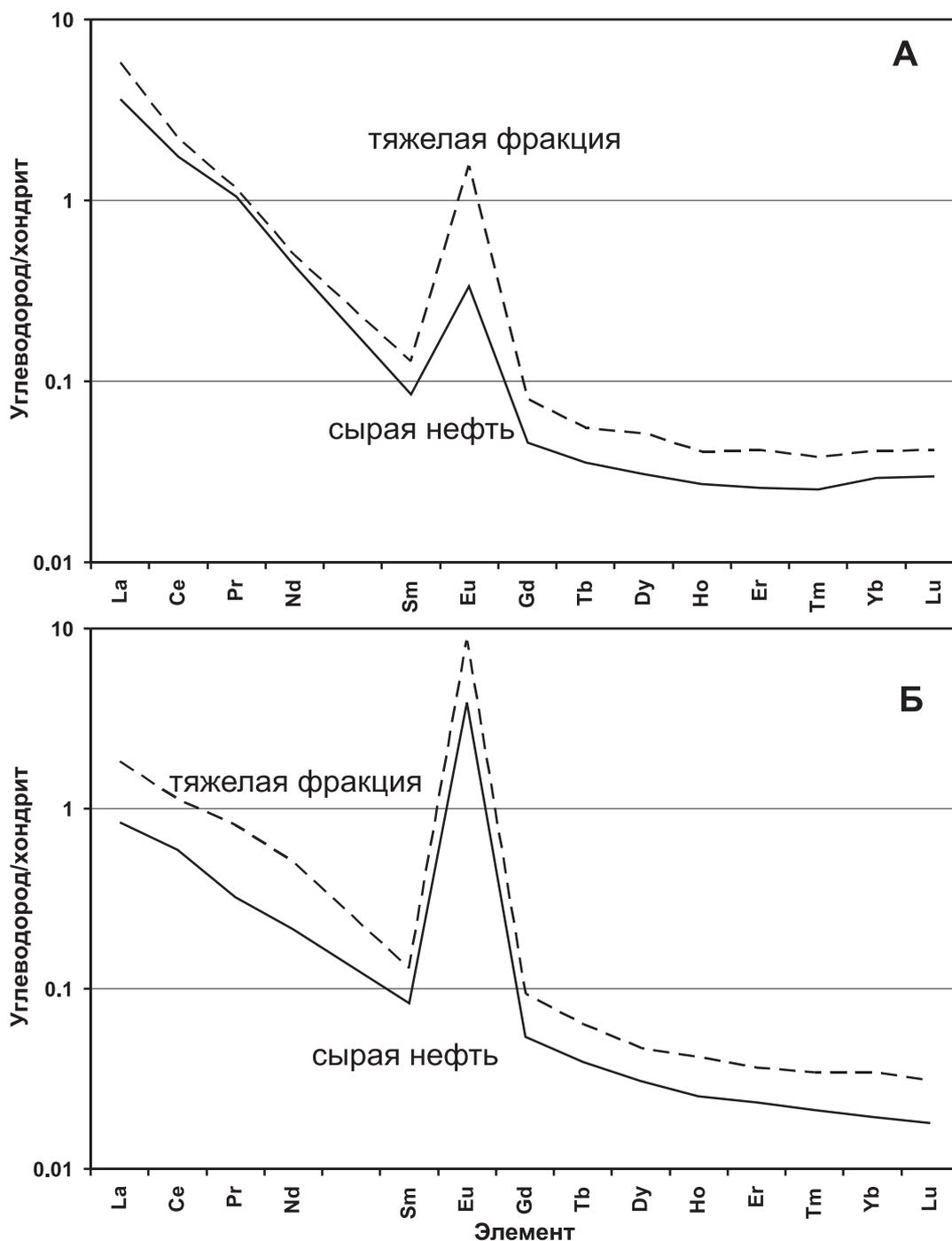


Рис. 2. Спектры РЗЭ в сырых нефтях и их тяжелых фракциях, Восточно-Лазаревское (А) и Кечимовское месторождения (Б)

В рамках первого критерия необходимо отметить, во-первых, заметную степень физической дифференциации РЗЭ в изученных нефтях ( $La_N/Yb_N = 124-44$ ) и выделенных из них тяжелых фракциях ( $La_N/Yb_N = 42-29$ ). Во-вторых, в тяжелых фракциях прослеживается прямая зависимость между величинами суммы лантаноидов ( $\Sigma Ln$ )<sub>N</sub> и мультипликативного лантаноидного кода (МЛК) [1], противоположная общему тренду, выявленному в целом для исследованных проб нефти. Таким образом, полученные характеристики подтверждают аргумент авторов работы [1], о том, что этот показатель имеет интегральный характер и при определении источников микроэлементов в нефти и выделенных из нее тяжелых фракциях может применяться как косвенный и вспомогательный.

Второй показатель — величина и знак  $Eu/Eu^*$  европиевой аномалии, общепризнанно считается более универсальным критерием при определении генезиса РЗЭ в нефти и ее производных. Наличие в нефтях и их тяжелых фракциях Даниловского, Восточно-Лазаревского и Кечимовского нефтегазовых месторождений положительных европиевых аномалий ( $Eu/Eu^*$ , соответственно, 1,25, 0,25 и 3,78, и 4,76, 1,21 и 9,4), существенно отличающихся от узкого отрицательного аномального интервала, свойственного большинству «обычных» коровых образований и осадочных пород, позволяет отрицать верхнекоровую природу изученного вещества [2, 4].

В целом рассматриваемый вариант обогащения сырых нефтей позволяет оптимистично оценивать возможность датирования полученных тяжелых фракций Rb-Sr и Sm-Nd методами, однако последующая интерпретация параметров указанных изотопных систем в углеводородах представляется крайне сложной [3, 8].

*Исследования выполнены при финансовой поддержке проекта УрО РАН 12-У-5-1039.*

#### Литература:

1. **Винокуров С.Ф., Гогтих Р.П., Писоцкий Б.И.** Особенности распределения лантаноидов в смолисто-асфальтеновых фракциях один из геохимических критериев источников микроэлементов в нефти // Геохимия. — 2010. — № 4. — С. 377–389.
2. **Гогтих Р.П., Винокуров С.Ф., Писоцкий Б.И.** Редкоземельные элементы как геохимические критерии эндогенных источников микроэлементов в нефти // Докл. РАН. — 2009. — Т. 425, № 2. — С. 223–227.
3. **Гогтих Р.П., Писоцкий Б.И., Нурғалиев Д.К., Журавлев Д.З.** Некоторые генетические аспекты формирования Ромашкинского месторождения // Отечественная геология. — 2005. — № 3. — С. 3–11.
4. **Гогтих Р.П., Писоцкий Б.И., Спиридонов А.И.** Металлогеническая особенность жидких и твердых углеводородистых веществ в отложениях Днепровско-Донецкой впадины // Докл. АН СССР. — 1990. — Т. 312, № 6. — С. 1445–1450.
5. **Поконова Ю.В.** Нефти и нефтепродукты. — СПб.: АНО НПО «Мир и Семья», 2003. — 904 с.
6. **Пуанова С.А.** Геохимические особенности распределения микроэлементов в нефтях и металлоносность осадочных бассейнов СНГ // Геохимия. — 1998. — № 9. — С. 959–972.
7. **Пуанова С.А.** Микроэлементы в нефтях и их использование при разработке нефтяных и газоконденсатных месторождений // Нефтехимия. — 2001. — Т. 41, № 3. — С. 165–193.
8. **Selby D., Creaser R.A., Fowler M.G.** Re-Os elemental and isotopic systematics in crude oils // Geochim. et Cosmochim. Acta. — 2007. — V. 71. — P. 378–386.

## МАГНИТОГОРСКО-БОГДАНОВСКИЙ ГРАБЕН — ГЕОЛОГИЯ, ВУЛКАНИЗМ, ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

*Д.Н. Салихов*

*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа*

Магнитогорско-Богдановский грабен расположен в восточном борту Магнитогорского мега-синклинория и был заложен в позднем турне раннего карбона на отложениях девона и нижнего турне. Осадки нижнего турне представлены флишоидами, ниже которых местами присутствуют молласоиды и вулканогенная толща трахидацитов шумилинской толщи ( $D_3fm$ ). Соотношения разреза фундамента с осадочными толщами и другими образованиями грабена непрерывны, с нормальным седиментационным налеганием надстройки. На значительной части территории грабена нижнетурнейские осадки, как это можно видеть в районе участка Козлачи по р. Ильяска, переходят в отложения верхнего турне со сменой грубообломочных пород на более тонкосортированные ассоциации песчаников, алевролитов, аргиллитов, иногда углистых сланцев. Грубообломочные образования фундамента представляют собой молласоиды, в которых множество обломков вулканитов франа и фамена, а также хорошо окатанные гальки и валуны (до 120 см в диаметре) граносиенитов, идентичных гранитоидам верхнего девона — нижнего турне Верхнеуральского и Ащебутацкого районов [2]. В других частях рассматриваемого грабена характер осадков фундамента нижнетурнейского уровня и отложений верхнего турне, принадлежащих структуре грабена, очень близок, а иногда и неотличим — это непрерывные разрезы известняков (Магнитогорское месторождение) или ассоциация радиоляритов, спонголитов, песчаников с линзами известняков (северное замыкание структуры). Последний тип разреза в южном направлении сменяется разрезами, в которых толщи верхнего турне характеризуются присутствием песчаников с вулканомиктовым материалом, а местами — лавовыми потоками базальтов.

Итак, осадки Магнитогорско-Богдановского грабена в восточном борту нормально, без признаков перерыва, налегают на подстилающие отложения фундамента. При этом на указанной границе отмечается смена характера разрезов, хотя в некоторых частях структуры граничные осадки идентичны.

Магнитогорско-Богдановский грабен сложен каменноугольными образованиями, стратиграфическое расчленение которых основано на ископаемой фауне и флоре с точностью до подъяруса, а для части возрастных уровней — до горизонта, в соответствии с Унифицированной стратиграфической схемой Урала [3].

В пределах грабена каменноугольные образования характеризуются чрезвычайной пестротой фаций: широкими вариациями литологических и петрографических составов пород, быстрыми переходами их по простиранию и по вертикали, сменой вулканогенных образований осадочными и изменениями их мощностей. Выделенные впервые Л.С. Либровичем [1] березовская, кизильская, уртазымская свиты вулканогенно-терригенных и осадочных образований грабена долгое время были и продолжают оставаться стратиграфическими подразделениями, используемыми при расчленении каменноугольных образований. Детализация вулкано-терригенных разрезов на основе литологических признаков оказалась неэффективной, поскольку эти толщи имеют локальный характер развития. Выделенные Г.И. Чайко, А.В. Ярковой и В.М. Мосейчуком березовская ( $C_{1t_2-v_1}$ ) и греховская ( $C_{v_1-v_2}$ ) свиты, строго говоря, отвечают двум комплексам, поскольку между собой они имеют скользящие временные границы и различаются по геохимическим признакам вулканитов.

Первые продукты вулканической деятельности в грабене отмечаются в разрезе верхнего турне в районе пос. Кирса в северном замыкании структуры. Здесь среди терригенных осадков верхней части косореченского горизонта [4] присутствуют шаровые лавы базальтов, долеритов и долеритовых порфиров [7]. Часть долеритов слагает силлы. Эти лавовые потоки и силлы формировались в условиях начальной стадии растяжения земной коры, когда тектонические усилия были не столь значительны, чтобы привести к формированию зияющих раздвигов. По этой причине

первые порции поступающего магматического расплава представляют собой локальные трещинные излияния или конформные силлы.

В дальнейшем вулканизм усиливается, что можно видеть в Южном блоке грабена. Здесь происходит мощное трещинное излияние базальтовых лав в двух раздвиговых зонах. Одна из них — Центральная, расположена в западной части грабена. Лавы верхнего турне и последующего нижнего визе здесь обнажены по берегам р. Урал и по ее притокам. Другой раздвиг — Жарумбайский — приурочен к восточной части грабена, имеет диагональное простирание (СВ 15°). Здесь базальты трещинного излияния отвечают косьвинскому горизонту верхнего турне. Северное замыкание обеих раздвиговых зон заканчивается щитовыми вулканами. Эти щитовые вулканы характеризуются двухъярусным строением. Нижний ярус представлен указанными ранее покровными базальтами, на которые налегают вулканогенные образования второго яруса, характеризующиеся кислым составом. В строении второго (верхнего) яруса участвуют экструзивные и субвулканические фации кислого состава. Все эти вулканогенные образования располагаются закономерно по кругу относительно центра вулкана, что также подчеркивается серией полукольцевых разрывных нарушений.

Южные окончания названных раздвиговых зон переходят в область ареального вулканизма с множеством небольших вулканических построек базальтовых лавобрекчий. Вулканические жерла, выполненные эруптивными образованиями, встречаются в скальных берегах р. Урал. Широким развитием в области ареального вулканизма пользуются также экструзивные купола кислого состава.

В юго-восточной части Южного блока грабена отмечается еще один небольшой и непримечательный раздвиг, названный Гусихинским.

В меридиональном блоке между Центральным раздвигом и Карабулакским разломом получили распространение вулканические аппараты центрального типа. Это стратовулканы, с которыми связаны обширные поля пирокластических лавовых фаций основного состава с резко подчиненным объемом вулканитов кислого состава, — Богдановский, Греховский, Кипчакский. Эти вулканические сооружения имеют сложное строение и длительную историю активной жизни. В последующее ранневизейское время центры извержения названных стратовулканов смещались в пределах довольно крупных кольцевых вулcano-тектонических сооружений. Последние, таким образом, представляют собой полигенные вулканы. Со столь же крупным стратовулканом, Чекинским, связано формирование больших объемов лав, и особенно разнообразных эксплозивных фаций кислого состава. Известен также ряд более мелких вулканических построек.

В меридиональной зоне распространения стратовулканов они контролируют также размещение известных наиболее крупных габбро-гранитных интрузий Магнитогорского комплекса. Например, Карабулакская группа массивов, в том числе Северные и Южные Борки, Разборненский, г. Мохнатая. На запад, север и юг массивы погружаются под вмещающие породы с нарастанием их размера на глубине. Эти интрузии на поверхности прорывают образования, представленные преимущественно раннекаменноугольными вулканитами. По геологическим и геофизическим данным, эти интрузии на глубине «сливаются» в единый сложнопостроенный массив с преобладанием в его составе габброидов. Надо полагать, что на глубине порядка 1–2 км интрузивные тела магнитогорской серии залегают среди собственно островодужных образований фундамента.

Южнее, среди нижнекаменноугольных вулканогенных пород, известен ряд изолированных массивов: Чекинский, Богдановский, Грязнушинский, размеры которых с глубиной, очевидно, заметно увеличиваются. У южного экзоконтакта Богдановской интрузии установлено, что на сравнительно небольшой глубине (в первые сотни метров) развиты породы фундамента, представленные здесь вулканитами фамена и карбонатными породами фамена — турне. Таким образом, указанные массивы контролируются валоподобным поднятием блока островодужного фундамента. На остальной территории интрузивные породы относительно равномерно рассеяны в виде мелких тел.

В северном блоке грабена, где особенно широко развиты вулканогенные образования верхнего визе, трещинные излияния известны в трех раздвиговых зонах — Новоянгельской, Уральской и Западной. Эти раздвиги менее протяженные. Последнее обстоятельство затрудняет реконструкции

вулканических центров типа стратовулканов. Один из них выделен и назван Новоянгельским, но в силу плохой обнаженности недостаточно обоснован.

В восточной части Северного блока грабена развита Магнитогорская группа интрузий, среди которых выделяются Куйбасовский, Алексеевский, горы Грань, Мосовский, Магнитогорский массивы, а также ряд мелких тел. На глубине в сотни метров – первые километры, по геофизическим и буровым данным (скважины до глубин 1000–2000 м), интрузивные образования магнитогорской серии концентрируются в центральной части, образуя сложно построенный массив, состоящий из множества относительно небольших тел.

В пределах Магнитогорской группы интрузий известны выходы аблязовской, новоивановской и шумилинской свит фундамента, отвечающих островодужным образованиям. Следовательно, габбро-гранитные интрузии Магнитогорской группы так же, как интрузии южного блока грабена, формировались в поднятой части фундамента.

Для габбро-гранитного Магнитогорского комплекса в целом характерно обилие даек и штокообразных тел. Они редко выходят за пределы массива, а по составу являются близкими к вмещающим их интрузивным породам. Радиоизотопные датировки Rb-Sr и U-Pb методами одной из даек флюидалных риолит-порфиров в массиве г. Чека дали цифры 305 млн. лет и 315–318 млн. лет, а умеренно-щелочных гранитоидов массива г. Чека — 352–353 млн. лет [6].

Магнитогорский же габбро-гранитный комплекс в целом датирован U-Pb методом 330–340 млн. лет [5].

*Работа выполнена при поддержке интеграционного проекта УрО РАН, СО РАН, ДВО РАН и ИГ УНЦ РАН № 12-С-5-1022.*

#### Литература:

1. Либрович Л.С. Геологическое строение Южно-Уртазымского района на Южном Урале // Тр. ЦНИГРИ. – 1936. – Вып. 81. – 208 с.
2. Салихов Д.Н., Митрофанов В.А. Интрузивный магматизм верхнего девона – нижнего карбона Магнитогорского мегасинклинория (Южный Урал). – Уфа: УНЦ РАН, 1994. – 142 с.
3. Салихов Д.Н., Яркова А.В. Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского мегасинклинория. – Уфа: БНЦ УрО РАН, 1992. – 138 с.
4. Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. – 123 л. схем.
5. Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф. и др. Этапы палеозойского интрузивного магматизма Уральского орогена и их геодинамическая интерпретация // Геодинамика, магматизм. Метаморфизм и рудообразование: Сборник науч. трудов. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. – С. 196–215.
6. Фурина М.А. Строение и условия формирования массивов триасовых щелочных гранитоидов Малочекинского комплекса (Восточно-Магнитогорская зона, Южный Урал): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – М., 2010. – 24 с.
7. Чайко Г.И. О самых ранних проявлениях вулканизма в карбоне Магнитогорского синклинория // Тезисы докладов к первому совещанию по вулканизму Южного Урала. – Миасс: УНЦ АН СССР, 1971. – С. 58–59.

## РЕДКИЕ И РАССЕЯННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В СЫРЫХ НЕФТЯХ ДАНИЛОВСКОГО И КЕЧИМОВСКОГО НЕФТЕГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХАНТЫ-МАНСИЙСКОГО АВТОНОМНОГО ОКРУГА ТЮМЕНСКОЙ ОБЛАСТИ

Ю.Н. Федоров<sup>1</sup>, Ю.Л. Ронкин<sup>2</sup>, А.В. Маслов<sup>2</sup>

<sup>1</sup> ТФ ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «КогалымНИПИнефть», г. Тюмень;

<sup>2</sup> Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

В последние годы, в связи с развитием аналитической базы, появилась возможность прямого определения концентраций микроэлементов в сырых нефтях, что позволяет идентифицировать месторождения, оптимизировать их поиск, разделять продукцию совместно эксплуатируемых скважин и многое другое [3, 4]. По представлениям [1], анализ распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в нефтях позволяет выявить источники и особенности рудо- и нефтидообразующих флюидов. Глубина зарождения последних, по данным [1], определяет формирование в нефтях положительных или отрицательных Eu аномалий, величина которых не меняется при последующем изменении окислительно-восстановительных параметров среды и ее температуры. К настоящему времени список работ по данной тематике растет [1–5], охватывая все большее количество нефтегазовых месторождений, что позволяет проводить их сравнительную идентификацию. В этом смысле определенную актуальность представляет настоящая работа по изучению микроэлементного состава сырых нефтей крупных Даниловского и Кечимовского нефтегазовых месторождений Ханты-Мансийского автономного округа Тюменской области. Даниловское нефтегазовое месторождение, открытое в 1966 г., расположено в Советском районе и входит в Шаимский нефтегазоносный район Приуральской нефтегазоносной области. Кечимовское нефтяное месторождение, открытое в 1985 г., расположено в Сургутском и Нижневартовском районах, в 50 км от г. Лангепас.

Всего нами изучено 6 проб, привязка которых приведена в табл. 1.

Таблица 1

№ пробы	Площадь, скважина	Пласт
1	Даниловская, 2296	Кора выветривания
2	Восточно-Лазаревская, 3195	Ю <sub>3-4</sub>
3	Кечимовское, 6802	БВ <sub>6</sub>
4	Кечимовское, 7534д	АВ <sub>2</sub>
5	Кечимовское, 7119	АВ <sub>1-2</sub>
6	Кечимовское, 6151	ЮВ <sub>1</sub>

Концентрации микроэлементов определялись путем кислотного разложения исходного материала с последующим анализом с помощью высокоразрешающего (HR) секторного (FS) масс-спектрометра (MS) с ионизацией в индуктивной связанной плазме (ICP) Element2. Результаты выполненных работ представлены в табл. 2.

Концентрации главных «биогенных» элементов (Fe, Ni и V) в нефтях Даниловского месторождения характеризуются значениями 971, 1180 и 3150 г/т, Восточно-Лазаревского — 439, 892 и 1920 г/т, а Кечимовского — 1805, 12000 и 20100 г/т, соответственно. Величины отношений V/Ni для сырых нефтей перечисленных выше месторождений составляют 2,67; 2,15 и 1,67–1,77, что позволяет отнести их к первично обогащенному микроэлементами ванадиевому типу [3].

Относительно низкие значения отношения Zn/Co для нефтей Восточно-Лазаревского и Кечимовского месторождений 2,30 и 1,08 (медиана для 4-х проб), соответственно, позволяют предполагать определенную близость отобранных для аналитических исследований проб нефтей к водо-нефтяному контакту. Присущие сырым нефтям всех месторождений высокие величины отношений V/Fe, V/Cu и V/Pb указывают, по всей видимости, на то, что они не подверглись заметному влиянию процессов катагенеза и значительной миграции.

Таблица 2

Элемент (г/т)	Проба					
	1	2	3	4	5	6
Li	4,54	7,57	6,56	11,2	16	45,6
Be	0,114	0,0463	0,0908	0,108	0,178	0,0823
Mg	239	213	298	269	787	129
Al	119	98,7	103	101	74,7	56,2
P	374	1110	562	2020	890	727
K	605	663	784	622	909	796
Ca	1220	953	1440	1720	6720	940
Sc	0,522	0,782	0,547	1,16	2,49	1,56
Ti	16,2	33,6	18,5	45,7	34,4	22,2
V	3150	1920	19800	16900	20400	21700
Cr	2,14	1,78	7,9	249	11	7,04
Mn	5,98	4,77	5,3	44,3	23,3	4,62
Fe	971	439	1420	2420	1340	2190
Co	4,15	6	20,2	100	120	20
Ni	1180	892	11200	9750	12800	13000
Cu	16,8	7,81	7,63	18,4	24,9	10,9
Zn	28,5	13,8	38,3	26,8	18,1	95,8
Ga	2,42	0,499	10,3	1,98	7,63	6,65
Ge	0,485	0,277	0,577	0,955	0,799	0,68
As	1,98	0,249	1,89	2,92	3,05	1,15
Rb	0,535	0,437	0,616	1,37	1,14	0,463
Sr	27,8	6,14	231	119	761	135
Y	0,0682	0,0687	0,0858	0,055	0,0702	0,0505
Zr	0,239	0,757	0,646	0,473	0,416	0,251
Mo	14,8	5,71	13,8	10,5	52,4	11,4
Sn	4,71	3,83	3,74	4,39	21,5	2,76
Sb	0,626	0,714	0,154	0,166	0,257	0,181
Cs	0,0719	0,0273	0,0738	0,0386	0,187	0,0516
Ba	93,5	18,7	381	54,4	315	248
La	0,782	0,886	0,511	0,159	1,08	0,205
Ce	1,23	1,11	0,925	0,278	1,55	0,376
Pr	0,0942	0,101	0,0986	0,03	0,202	0,0312
Nd	0,242	0,207	0,344	0,0966	0,566	0,101
Sm	0,0182	0,013	0,0642	0,0137	0,0907	0,0128
Eu	0,0815	0,0195	0,354	0,0786	0,459	0,226
Gd	0,0191	0,00934	0,0447	0,0132	0,0603	0,011
Tb	0,00263	0,00133	0,00492	0,00172	0,00782	0,00147
Dy	0,0136	0,00777	0,0216	0,00809	0,0452	0,00781
Ho	0,00262	0,00153	0,0043	0,00157	0,00636	0,00143
Er	0,00653	0,00427	0,0102	0,00372	0,0193	0,00389
Tm	0,00086	0,000646	0,00141	0,000545	0,00208	0,000543
Yb	0,00479	0,00481	0,0079	0,00311	0,012	0,0032
Lu	0,00071	0,000758	0,00116	0,000507	0,00168	0,000456
Hf	0,00516	0,0158	0,0141	0,00879	0,00752	0,00536
Hg	0,0565	0,0529	0,0631	0,0407	0,0524	0,0659
Pb	3,23	5,52	5,61	55,1	2,52	2,3
Bi	0,0162	0,0254	0,0247	0,0649	0,0437	0,0242
Th	0,0126	0,0156	0,0136	0,0105	0,0108	0,0102
U	3,61	1,12	2,09	1,83	6,54	1,24

Величины сумм редкоземельных элементов (РЗЭ) в сырых нефтях Даниловского, Восточно-Лазаревского и Кечимовского месторождений составляют 2,50; 2,37; 1,69<sub>медиана</sub> г/т, соответственно. Анализ нормированных к хондриту спектров распределения нефтей трех перечисленных месторождений позволяет отметить их значительный градиент  $La_N/Yb_N$  и  $La_N/Sm_N$  110; 124; 43,5<sub>медиана</sub> и 27,1; 42,9; 7,40<sub>медиана</sub>, соответственно, присутствие европиевой ( $Eu/Eu^*$ ) 1,25; 0,25; 3,78<sub>медиана</sub>, и отсутствие для нефтей Даниловского и Кечимовского месторождений цериевой ( $Ce/Ce^*$ ) аномалий 1,04; 0,69<sub>медиана</sub> (рис.).

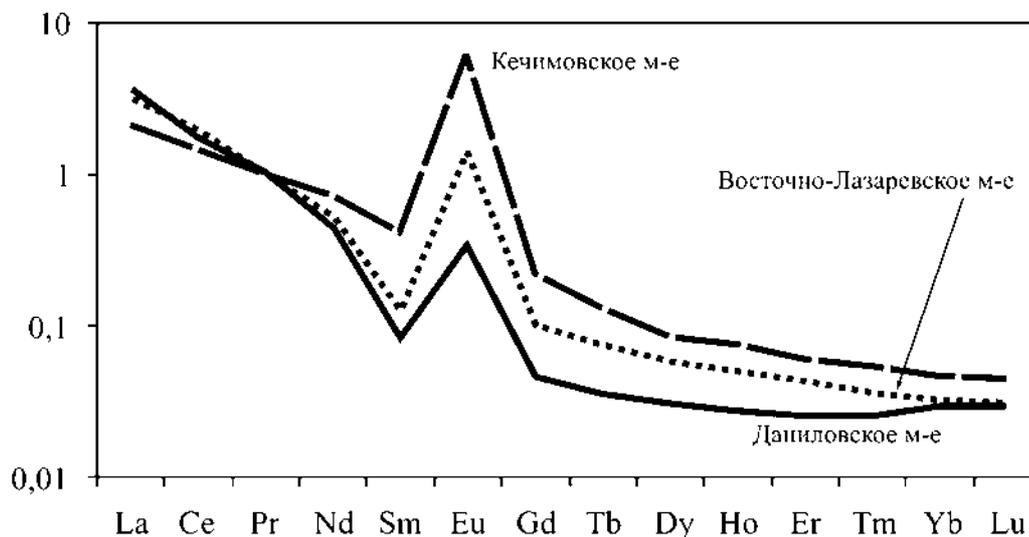


Рис. Спектры распределения нормированных на хондрит РЗЭ в сырых нефтях Даниловского, Восточно-Лазаревского и Кечимовского месторождения

Наблюдаемая РЗЭ-систематика в значительной степени совпадает с таковой, которая присуща сырым нефтям Ромашкинского месторождения Республики Татарстан, Спартакского месторождения Республики Башкортостан, Сергинского месторождения Красноленинского нефтегазоносного района Западной Сибири, а также ряду месторождений Шаимского НГР, по систематике же других индикаторных микроэлементов и их соотношению между собой наблюдается ряд отличий.

*Исследования выполнены при финансовой поддержке проекта УрО РАН 12-У-5-1039.*

#### Литература:

1. Винокуров С.Ф., Готтих Р.П., Писоцкий Б.И. Комплексный анализ распределения лантаноидов в асфальтенах, водах и породах для выяснения условий образования нефтяных месторождений // Докд. РАН. — 2000. — Т. 370, № 1. — С. 83–86.
2. Маслов А.В., Пономарева С.А., Ронкин Ю.Л. РЗЭ-систематика сырых нефтей Карсовайского месторождения (Республика Удмуртия) // Литология и геология горючих ископаемых. — Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2010. — Вып. IV(20). — С. 242–253.
3. Пунанова С.А. Геохимические особенности распределения микроэлементов в нафтидах и металлоносность осадочных бассейнов СНГ // Геохимия. — 1998. — № 9. — С. 959–972.
4. Пунанова С.А. Микроэлементы в нафтидах и их использование при разработке нефтяных и газоконденсатных месторождений // Нефтехимия. — 2001. — Т. 41, № 3. — С. 165–193.
5. Федоров Ю.Н., Маслов А.В., Ронкин Ю.Л. Некоторые особенности РЗЭ-систематики сырых нефтей Волго-Уральской и Западно-Сибирской провинций // Геология, полезные ископаемые и проблемы экологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Материалы VIII Межрегион. науч.-практ. конф. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. — С. 209–212.

## ТИПОМОРФИЗМ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ И АПАТИТА В РИТМИЧНО-РАССЛОЕННЫХ ПОРОДАХ И РУДАХ МЕДВЕДЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ЮЖНЫЙ УРАЛ — ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

*В.В. Холоднов, Е.С. Шагалов*

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург  
holodnov@igg.uran.ru, shagalov@igg.uran.ru*

В России общие ресурсы титана в коренных ильменитовых и титаномагнетитовых месторождениях значительны. Они существенно превышают ресурсы аналогичных месторождений зарубежных стран, но разработка таких месторождений на титан в России не ведется. Поэтому Россия, обладая большей частью мировых ресурсов ильменитовых руд, при производстве пигментного диоксида титана вынуждена завозить это сырье из-за рубежа. Решение проблемы обеспечения российским сырьем нашей титановой промышленности заключается в создании новой минерально-сырьевой ее базы на Урале. В качестве наиболее перспективных и экономически выгодных для разработки месторождений следует считать магнетит-ильменитовые и титаномагнетитовые месторождения **кусинско-копанской группы** на Ю. Урале. К таким месторождениям, прежде всего, относится Медведевское месторождение, разработка которого началась открытым способом, но по финансовым, технологическим и другим причинам в настоящее время приостановлена, а также другие близко расположенные к нему крупные месторождения — Кусинское, Копанское и Маткальское.

Медведевский габбровый массив и одноименное месторождение по особенностям минерального состава пород и руд, РТ-условиям и флюидному режиму, вместе с более северным Кусинским массивом и месторождением, отнесены [1, 2] к глубинной абиссальной группе массивов и месторождений в составе среднерифейского Кусинско-Копанского рудно-магматического комплекса. Принадлежность к этой фациальной группе определяет существенный рост в породах и титаномагнетит-ильменитовых рудах доли первично обособленного ильменита (до 40% в Кусинском месторождении) при существенном снижении в сосуществующем рудном и аксессуарном титаномагнетите содержания  $TiO_2$  (от 15 до 5 мас. % и менее). Одновременно с этим меняется и минеральный состав вмещающих оруденение габброидов, отражая их принадлежность к различным фациям глубинности. В то же время, возраст габброидов, магматического титаномагнетитового и ильменитового оруденения всех массивов и месторождений этого комплекса, а также возраст перекрывающих эти массивы и месторождения на востоке гранитных интрузий (Рябиновской и Губенской) — единый (1385—1395 млн. лет) — [3]. Ряд исследователей ранее объяснял подобные различия минерального состава оруденения в месторождениях Кусинско-Копанской группы влиянием более поздних наложенных метаморфических процессов.

На карьере «Передовом» Медведевского месторождения в последние годы было вскрыто несколько минеральных и генетических типов Fe-Ti-V оруденения: основной — это магматические вкрапленные титаномагнетит-ильменитовые и массивные титаномагнетитовые руды (резко подчиненные по масштабам) в стратифицированных амфиболовых габброидах и магматические вкрапленные руды в габбро-норитах, и второстепенный — скарново-магнетитовый, связанный с ксенолитами в габброидах, вмещающих скарнированные и мраморизованные карбонатные породы (доломиты) саткинской свиты нижнего рифея. Титаномагнетит-ильменитовые руды и породы в ритмично-расслоенном (стратифицированном) разрезе сильно метаморфизованы, в сравнении с ильменитовым оруденением в относительно более поздних массивных габбро-норитах.

С целью изучения состава и условий образования одного из главных типов магматического вкрапленного, но затем сильно метаморфизованного, титаномагнетит-ильменитового оруденения, развитого в ритмично-расслоенных породах, на микроанализаторе Cameca SX100 в ИГГ УрО РАН проведено детальное изучение состава ильменита, титаномагнетита и апатита. Установлено, что состав **ильменита** в стратифицированном разрезе Медведевского месторождения варьирует в заметных

пределах, указывая на его кристаллизацию в широком температурном интервале. Наиболее ранние высокотемпературные генерации ильменита в рудном меланогаббро содержат много больше  $\text{FeO}^*$  (до 49–51%), чем поздние и постмагматические его генерации. Первые также более богаты  $\text{MgO}$  и имеют минимальные содержания  $\text{MnO}$  (1,0%) и  $\text{TiO}_2$  (48–49%). Высокое содержание  $\text{FeO}^*$  определяется тем, что высокотемпературный ильменит образует серию твердых растворов с гематитом (гемойльменит) и низкотитанистым магнетитом (магнетойльменит). При понижении температуры происходит распад высокотемпературных твердых растворов с появлением в ильмените фазы гематита и магнетита.

Наличие роста содержаний рудных (Fe, Ti, V, Mn) и сопутствующих (Cr, Ni, Co, S) рудогенезу элементов в нижних частях макро- и микроритмов указывает на возможность кумуляции раннемагматического ильменита, а также и раннего богатого  $\text{TiO}_2$  титаномагнетита в наиболее меланократовых породах отдельных ритмов. Ранний высокотитанистый (до 13%  $\text{TiO}_2$ ) **титаномагнетит** в этом случае беден несовместимыми и легкоплавкими элементами-примесями. В распавшихся фазах с обильными вростками ильменита и шпинели, содержание титана в матрице позднего магнетита резко падает, содержание  $\text{TiO}_2$  снижается до 3–6% и менее. Одновременно в магнетите нарастает количество ванадия. Кумуляция титаномагнетита и ильменита предшествовала окончательной кристаллизации меланократовых пород, с образованием крупных промышленных масс позднемагматического сидеронитового ильменита и титаномагнетита. В этот период в условиях резкого нарастания водно-флюидного давления ранний богатый кальцием кумулюсный пироксен был практически полностью замещен низкоглиноземистым (2–5 вес. %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) актинолитовым амфиболом с образованием псевдоморфного уралита, а плагиоклаз интенсивно сосюритизирован и альбитизирован. Одновременно в таком преобразованном уралит-сосюритовом габбро в условиях высокого интерстициального водно-флюидного давления происходила массовая кристаллизация богатой хлором позднемагматической высокоглиноземистой и высокожелезистой роговой обманки (ферроэденина и ферропаргасита). Такой механизм кристаллизации рудного амфибол-сосюритового габбро в ритмично-расслоенном разрезе был возможен только в условиях формирования стратифицированных пород Медведевского месторождения на большой глубине и при высоком водно-флюидном давлении (до 6–8 кбар).

Полученные данные по типоморфизму ильменита и титаномагнетита позволили установить направленную кристаллизацию пород в исследованных макро- и микроритмах снизу вверх: от более высокотемпературных парагенезисов, формирующих ритмично-расслоенные меланократовые породы с густовкрапленным титаномагнетит-ильменитовым оруденением, к относительно более низкотемпературным лейкократовым прослоям в них и далее к анортозитам и пегматоидному габбро. Такое направление формирования стратифицированного разреза отражает общую эволюцию состава остаточного расплава в сторону накопления в нем более легкоплавких элементов (Al, Si, K, Na, La, Ce, P и др.), а также фтора в апатите. Во всех выделенных крупных ритмах с магматической слоистостью, в составе апатита вверх по разрезу каждого из ритмов происходит направленный рост содержаний F. При этом апатит в каждом из ритмов начинает свою кристаллизацию с единого для всех ритмов начального уровня в содержаниях F, равного 1,0–1,3 мас. %. Это является свидетельством того, что формирование всех ритмов в данном разрезе происходило одновременно.

*Исследования проведены при финансовой поддержке программ Президиума РАН (проекты 12-П-5-1024 и 12-П-5-2015) и совместной программы УрО, СО и ДВО РАН (проект 12-С-5-1022).*

### Литература:

1. Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В. Бородина Н.С. Условия формирования и генезис рифейских ильменит-титаномагнетитовых месторождений Урала // Геология рудных месторождений. – 2001. – Т. 43, № 2. – С. 112–128.
2. Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. и др. Гранитоидный магматизм зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы (Южный Урал) // Литосфера. – 2006. – № 3. – С. 3–27.
3. Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Ронкин Ю.Л. и др. Sm-Nd-, Rb-Sr- возраст габброидов, гранитоидов и титаномагнетитовых руд из расслоенных интрузий Кусинско-Копанского комплекса (Южный Урал) // Докл. РАН. – 2010, – Т. 432, № 5. – С. 650–654.

## ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПИРИТА РУДОПРОЯВЛЕНИЯ БАГРЯШКА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

*А.А. Шарипова, С.В. Мичурин*  
*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа*

В рифейских отложениях южной части Башкирского антиклинория выделяют Исмакаевскую (рудопроявления Улюк-Бар, Кургашлинское, Рамеева жила), Горноприискскую (Горный Прииск, Багряшка, Калашникова жила) и Акташскую (Восточно- и Западно-Акташское) рудные зоны. Рудопроявление Багряшка отличается от всех перечисленных рудопроявлений тем, что только здесь одновременно присутствуют два сильно различающихся по изотопному составу серы типа пиритовой минерализации [7]. В данной работе приводятся новые геохимические данные и предпринимается попытка определить характеристики золотоносного типа пирита.

Рудопроявление Багряшка располагается в долине одноименной реки в 10 км севернее пос. Верх. Авзян в южной части Башкирского антиклинория [6]. Рудопроявление представляет собой зону метасоматически преобразованных доломитов миньякской подсвиты суранской свиты нижнего рифея с золотосодержащей рассеянной вкрапленной и гнездово-прожилковой сульфидной минерализацией, составляющей до 5–10% от объема измененных пород. В структурном отношении рудопроявление располагается в ядре антиклиналя, западное крыло которой срезано плоскостью Караташского надвига, а восточное осложнено Большеавзянским разломом. По долине р. Багряшка проходит разлом субширотного направления. Кроме меридиональных и субширотных разломов здесь наблюдается серия диагональных нарушений, по которым развиты дайки диабазов лапыштинского комплекса (RF<sub>1</sub>) [1]. Рудопроявление относится к золото-сульфидному типу. Содержания золота в минерализованных метасоматитах составляют от 0,2 до 2,0 г/т (при этом в сульфидных концентратах они достигают 150 и более г/т) [6].

По наблюдениям В.П. Нечаева [4], минералообразование на рудопроявлении происходило в следующей последовательности: 1) пирит-1 – арсенопирит; 2) пирротин; 3) пирит-2 – халькопирит – галенит – сфалерит – айкинит. Золото в установленной последовательности минералообразования отлагалось позже пирита-1 и арсенопирита и одновременно с халькопиритом, иногда образуя с ним сростки.

Измерения изотопного состава серы пирита проводились нами на масс-спектрометре МИ-1201. Сера пирита для изотопного анализа окислялась до SO<sub>2</sub> в вакууме при ~770 °С кислородом CuO. Воспроизводимость определений составляла ±0,3‰. Определение химического состава сульфидов и наличие в них микропримесей выполнено на анализирующей приставке OXFORD с анализатором AN 10000 к сканирующему электронному микроскопу CamScan-4 энергодисперсионным микроанализом в ОАО ВНИИХТ, г. Москва, аналитик Д.И. Кринов. Термоэлектродвижущая сила (термо-ЭДС) измерялась двухзондовым методом при разности температур 100–110 °С между холодным и горячим зондами, изготовленными из меди. Измерения проводились в пирите, размером более 0,3 мм. В качестве измерительного прибора использовался микровольт-наноамперметр Ф-136. Для изучения использовались образцы керна скважины № 35, пробуренной в середине 1970-х годов в пределах площади рудопроявления. Образцы любезно были предоставлены А.А. Алексеевым.

Пирит в пределах рудопроявления по химическому составу отчетливо разделяется на две группы. Устанавливаются образцы как с довольно значительным избытком серы ( $S_{cp} = 55,57$  мас. %,  $n = 17$ ) по сравнению со стехиометрическим составом, так и образцы, обнаруживающие ее незначительный дефицит (53,10 мас. %,  $n = 8$ ) или очень близкие ( $S_{cp} = 53,28$  мас. %,  $n = 51$ ) к стехиометрическому составу пирита. Кроме того, различия отмечаются и по составу элементов-примесей. В пиритах установлена примесь (мас. %) As — до 1,57, Co — до 0,71, Sb — 0,45 и Te — 0,73.

Пирит характеризуется разными типами проводимости. Фиксируются образцы как с положительными значениями термо-ЭДС от +50 до +540 мкВ/°С (дырочный тип проводимости, p-тип),

так и с отрицательными от  $-310$  до  $-50$  мкВ/°С (электронный тип проводимости, n-тип) (табл.). В то же время отмечается пирит (обр. 12351) со смешанной проводимостью, в котором присутствуют оба типа при преобладании дырочного. Отметим, что если в одном аншлифе обнаруживаются пириты с разным знаком термо-ЭДС (n- и p-тип), они не относятся к одной равновесной ассоциации и образовались в разные стадии процесса [5].

Таблица

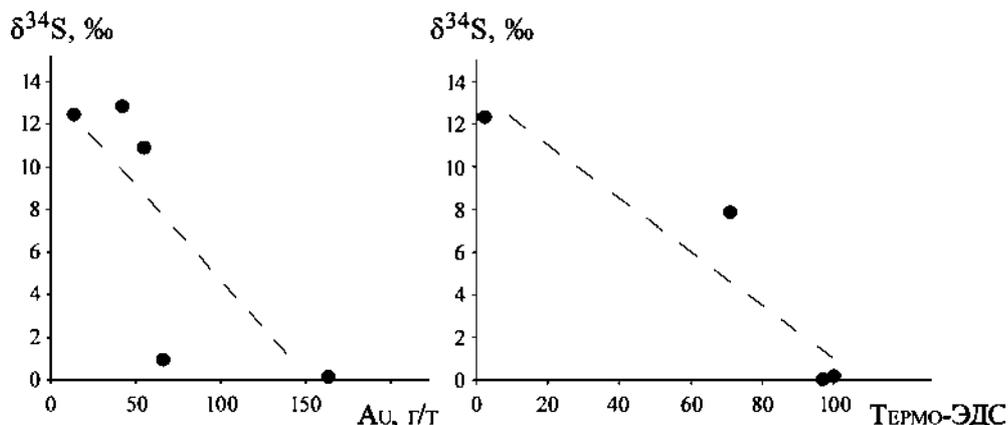
### Термо-ЭДС и изотопный состав серы пирита из рудопоявления Багряшка (скв. № 35)

№№ п/п	№№ обр.	Глубина, м	$\delta^{34}\text{S}$ , ‰	n	n-тип		p-тип	
					a/a <sub>ср</sub> , мкВ/°С	%	a/a <sub>ср</sub> , мкВ/°С	%
1	12345	84,5	0,1*	61	—	0	(+90...+540)/+370	100
2	12346a	189,5	12,4*	52	(-50...-190)/-110	98	+80	2
3	12346	197,5	—	117	(-50...-310)/-160	97	(+60...+90)/+80	3
4	12347	204,6	-0,1	314	(-50...-90)/-70	3	(+50...+430)/+150	97
5	12351	226,2	7,9	104	(-55...-245)/-100	29	(+50...+390)/+180	71
6	12354	306,0	—	14	(-150...-190)/-170	100	—	—

**Примечания:** n — количество анализов; прочерк — нет определений; звездочкой отмечены данные по материалам Г.Н. Засухина [2].

Результаты по изотопному составу серы также фиксируют два типа пиритовой минерализации на рудопоявлении и согласуются с данными по химическому составу и термо-ЭДС пирита. По изотопному составу серы одна группа образцов близка к метеоритному стандарту (от  $-6,6$  до  $2,7$  ‰,  $\delta^{34}\text{S}_{\text{ср}} = -0,5$  ‰; n = 13), что указывает на магматогенный источник серы при образовании этой генерации пирита. Другая генерация значительно обогащена  $^{34}\text{S}$  изотопом серы (от  $7,9$  до  $27,4$  ‰,  $\delta^{34}\text{S}_{\text{ср}} = 16,1$  ‰; n = 25) и весьма схожа по изотопному составу с рассеянной пиритовой минерализацией во вмещающих осадочных отложениях суранской свиты нижнего рифея [3, 7].

Вместе с тем в пирите с дырочным типом проводимости значения  $\delta^{34}\text{S}$  близки к метеоритному стандарту, а пирит n-типа значительно обогащен  $^{34}\text{S}$  изотопом (рис.). Дырочный тип проводимости на рудопоявлении отмечается в мышьяковистом пирите и, исходя из полученных данных, именно этот тип пирита в большей степени золотоносен. Анализ связи содержания золота в сульфидных концентратах (приводятся по материалам А.Г. Потехина [1977ф]) и изотопным составом серы пирита показывает, что в интервалах скважины с максимальным содержанием Au измеренные значения  $\delta^{34}\text{S}$  близки к метеоритному стандарту. В интервалах, где фиксируются высокие



**Рис.** Связь изотопного состава серы пирита с содержанием золота в сульфидных концентратах и термо-ЭДС (в относительной доле p-типа)

положительные значения  $\delta^{34}\text{S}$ , устанавливаются значительно меньшие содержания золота в сульфидных концентратах (см. рис.).

Отсутствие непрерывного ряда изотопных значений  $\delta^{34}\text{S}$ , их бимодальное распределение и четкая обособленность указывают, что пириты разных генераций формировались в разные стадии, которые не были связаны между собой и, по-видимому, были разорваны во времени. Вероятнее всего, рудообразование было обусловлено гидротермальной деятельностью, в результате которой происходил привнос серы и рудного вещества из глубинного источника, при этом образующиеся сульфиды накладывались на пириты, присутствовавшие в осадочных породах.

Таким образом, результаты проведенных исследований показывают, что формирование сульфидной минерализации на рудопроявлении Багряшка происходило в два этапа с участием серы из двух источников, один из которых имел «мантийную» природу, а второй — коровую. Золотоносные сульфиды характеризуются близкими к метеоритному стандарту значениями  $\delta^{34}\text{S}$ . В их химическом составе, как правило, отмечается избыток серы по сравнению со стехиометрией и значительная примесь As, которая в свою очередь обуславливает дырочную проводимость золотоносного типа пирита.

### Литература:

1. **Алексеев А.А.** Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. — М.: Наука, 1984. — 136 с.
2. **Засухин Г.Н.** Изотопный состав серы сульфидных проявлений в различных структурно-фациальных зонах Южного Урала // Минералого-геохимические особенности рудоносных комплексов Южного Урала. — Уфа: БФАН СССР, 1982. — С. 22–27.
3. **Мичурин С.В., Крупенин М.Т., Шарипова А.А.** Изотопный состав серы сульфидов в рифейских отложениях западного склона Южного Урала // XIX симпозиум по геохимии стабильных изотопов им. акад. А.П. Виноградова (16–18 нояб. 2010 г., Москва). — М.: ГЕОХИ РАН, 2010. — С. 251–254.
4. **Нечаев В.П.** Особенности гидротермально-метасоматического процесса на некоторых золоторудных проявлениях западного склона Южного Урала // Вопросы минералогии, геохимии и генезиса полезных ископаемых Южного Урала. — Уфа: БФАН СССР, 1982. — С. 52–56.
5. **Ракчеев А.Д.** Зависимость состава и свойств пиритов от условий их образования // Новые методы исследования минералов и горных пород: Матер. 3 совещ. по методам изучения минералов и горных пород. — Москва: Изд-во МГУ, 1973. — С. 5–11.
6. **Салихов Д.Н., Ковалев С.Г., Беликова Г.И., Бердников П.Г.** Полезные ископаемые Республики Башкортостан (золото). — Уфа: Экология, 2003. — 223 с.
7. **Шарипова А.А., Мичурин С.В.** Изотопно-геохимические и термоэлектрические характеристики сульфидов из рудопроявления Багряшка // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ, № 18. — Уфа, 2012. — В печати.

### III. МЕТАЛЛОГЕНИЯ, ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

#### АСЛАЕВСКОЕ ПОТЕНЦИАЛЬНОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ

*И.С. Анисимов*

*ГУП «Башгеоцентр» РБ, г. Уфа*

Аслаевское потенциальное рудное поле выделено в результате тематических работ по прогнозно-металлогенической оценке Учалинского и Абзелиловского районов [Анисимов и др., 2006 г.]

Оно находится в 20 км к юго-востоку от пос. Миндяк и в 9 км к юго-востоку от оз. Узункуль в Узункyro-Сибайской металлогенической зоне. Сложено (снизу вверх) породами основного состава (эффузивами и вулканокластами) нижней подсвиты карамалыташской свиты ( $D_2kr_1$ ), туфами кислого состава верхней подсвиты той же свиты ( $D_2kr_2$ ); кремнями ярлыкаповской (бугулыгырской) свиты ( $D_2jar$ ); туфами, эффузивами дацитового и риодацитового состава и вулканомиктовыми песчаниками смешанного состава улутауской свиты ( $D_{2-3ul}$ ).

Рудное поле расположено в Аслаевской синклинали, осложняющей западный борт Верхнеуральской синклинали IV порядка. Рудопроявления тяготеют к широкой тектонической зоне Аслаево-Миндякского регионального разлома северо-западного простирания [1, рис. 1], к которой к северо-западу от указанных проявлений приурочено Миндякское рудное поле. На участке выявлены более мелкие складки.

К вулканитам нижней толщи основного состава карамалыташской свиты приурочена зона интенсивных гидротермальных изменений (гематитизация, серицитизация, карбонатизация и окварцевание). Ширина зоны от 200 до 400 м, длина по простиранию 6,5 км. Зона полого погружается на восток.

В породах зоны гематитизации известно два проявления — Аслаевское и Сусакское, которые представлены самородной медью, малахитом, азуритом и медной зеленью. Последняя отмечается с поверхности и до глубины 150 м. Проявления разрабатывались в конце XIX в. Мощности ранее отрабатываемых рудных тел не превышали 5 м. Содержания: меди — 1,5–2,5%, цинка — 0,06%, свинца — 0,18%.

Гематитизация в породах основного состава ранее была выявлена в всячем боку Учалинского месторождения. Она представляет собой внешнюю зону метасоматического ореола. Зона гематитизации с медной зеленью известна и к западу от Ново-Учалинского месторождения. Вкрапленность самородной меди зафиксирована в субвулканическом теле основного состава в всячем боку первой залежи Маканского медноколчеданного месторождения (Бурибайский рудный район).

В северо-восточной части рассматриваемой площади известно Ялайское медное проявление, приуроченное к кварц-гематитовой жиле СВ простирания размером 150×10 м. Проявление находится в контакте дацитовых порфириров верхней подсвиты карамалыташской свиты и кремнистых сланцев ярлыкаповской (бугулыгырской) свиты в тектонически ослабленной зоне. Рудная минерализация представлена малахитом и халькозином. Содержание Cu — от 0,5 до 7,2%, Au — следы, Ag — от 6 до 16,5 г/т. Зона минерализации сопровождается ореолом интенсивной гематитизации, приуроченной к дацитовым порфиритам верхней подсвиты карамалыташской свиты. Размер ореола 1000×300 м.

На площади сконцентрирован узел геохимических аномалий по Cu, Zn, Pb, Ba, Au, Ag, As.

По данным литохимических исследований [Словеснов, 1969 г.; Кац, 1980 г.] Cu встречается как в моноэлементных ореолах, где ее содержание составляет 0,01–0,03%, так и в комплексных аномалиях с Ba (0,01%), Pb (0,002%), Zn (0,005%). В одной аномалии размером 0,7×0,5 км, расположенной в 3 км к югу от Аслаевского рудопроявления, содержание Cu равно 0,5%, Zn — 0,005%. Аномалия примыкает с юго-востока к аномалии ВП интенсивностью 8%. Содержание Ba колеб-

лется в пределах 0,008–0,01% как в моноэлементных ореолах, так и в комплексных аномалиях с As (0,008%), Zn (0,01%), Cu (до 0,03%).

Отмечены точечные аномалии по Zn с содержанием от 0,1–0,5% до 1%, Ва — 0,03%, Рb — 0,01%.

В конце 70-х годов XX в. на участке проведен комплекс геофизических исследований масштаба 1:50 000 — гравиразведка, электроразведка в модификациях ВП и заряда [Кац, Калташева, 1980 г.]. По данным метода ВП выявлено 6 аномалий интенсивностью от 2 до 8%, а также проводящие зоны по методу срединного градиента.

По методу заряда получены 2 аномалии повышенной проводимости. Одна из них находится в 2,0 км, другая — в 2,2 км к ЮВ от Аслаевского рудопоявления. Они совпадают с гравиметровой аномалией интенсивностью 0,4 мГал и аномалиями ВП (2,5%).

Анализ всех геолого-геофизических и геохимических материалов показывает, что промышленные медноколчеданные рудные тела могут быть выявлены на глубинах от 150–200 м до 500 м.

Площадь опойскована с поверхности до глубины 20–50 м поисково-картировочными скважинами по сети 1–1,15 × 0,2–0,3 км, а на отдельных локальных участках — по сети 0,25 × 0,1–0,05 км [Фолитар, 1965 г.; Словеснов, 1969 г.].

В пределах перспективной площади предполагается наличие двух колчеданосных рудных зон: первой — в 2,0 км к В от Аслаевского рудопоявления, второй, параллельной ей — в 1,0 км к В и СВ

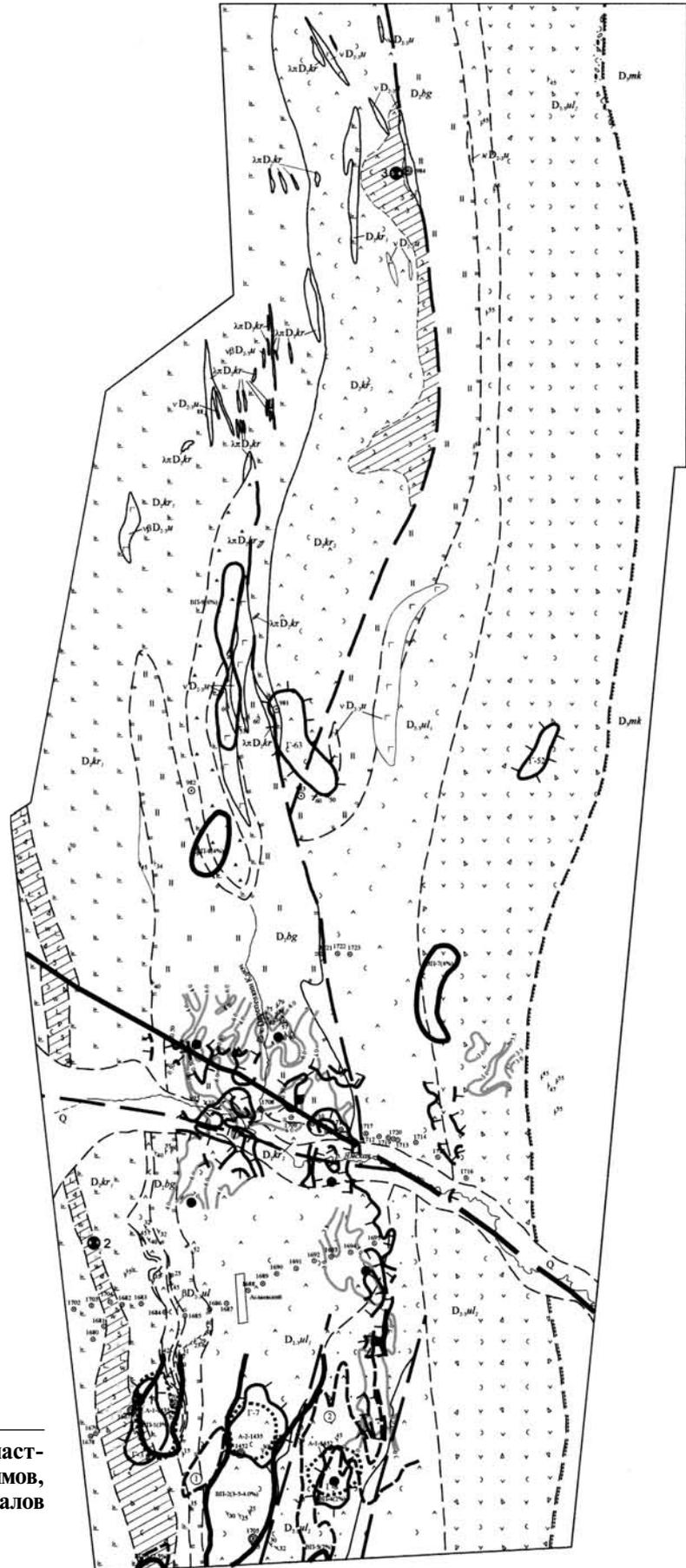


Рис. 1. Геологическая карта Аслаевского участка. Масштаб 1:50 000. Составили И.С. Анисимов, В.Б. Александрова с использованием материалов Ш.Н. Каца и И.И. Калташевой

Условные обозначения см. на рис. 2

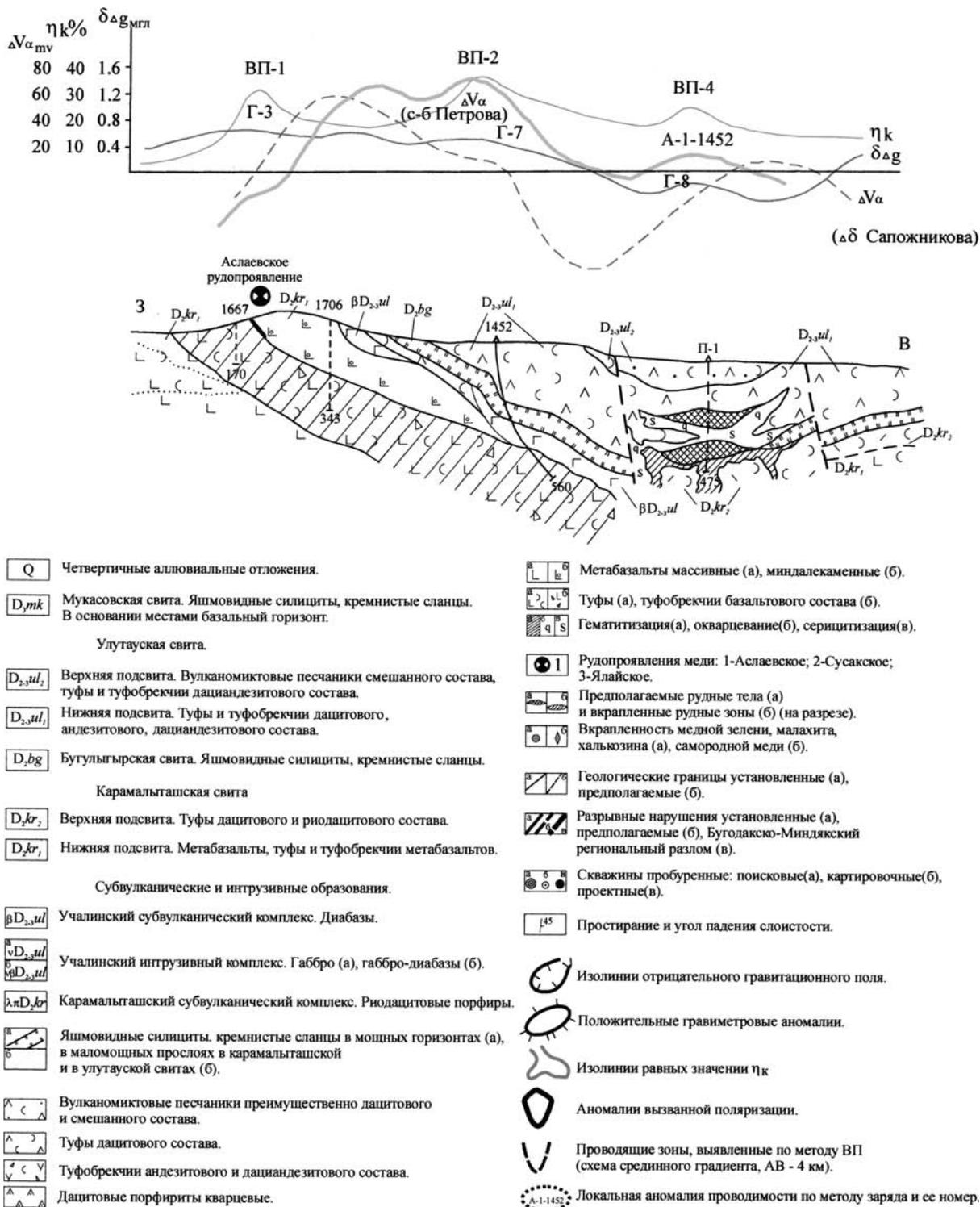


Рис. 2. Геолого-геофизический разрез по линии I-I и условные обозначения к геологической карте и разрезу

от Сусакского проявления. Протяженность первой — 3 км, второй — 2,5 км. В зонах могут быть найдены медноколчеданные тела в породах кислого и смешанного состава верхней подсвиты карамалыташской свиты и нижней подсвиты улутауской свиты. Предположительные размеры рудных тел следующие:

1 На Восточно-Аслаевском участке длина предполагаемого рудного тела (или тел) по простиранию до 750 м, ширина до 500 м, средняя мощность — 70 м.

2. На Восточно-Сусакском участке может быть выявлено медноколчеданное тело длиной до 450 м, шириной до 400 м, средней мощностью — 75 м.

Оценка прогнозных ресурсов Аслаевского потенциального рудного поля проведена согласно «Методическим указаниям по оценке, апробации и учету прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых РФ», 1997 г. и «Временным методическим рекомендациям по оценке, апробации и учету прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых по состоянию на 1 января 2003 г.».

За аналог с некоторыми оговорками принято Узельгинское рудное поле площадью 64 км<sup>2</sup> с общими запасами медноколчеданных руд порядка 2465 тыс. т и площадной продуктивностью 38 тыс. т Cu на 1 км<sup>2</sup>.

Площадь Аслаевского рудного поля составляет 110 км<sup>2</sup>. Нами учитывается, что геолого-структурная обстановка его по сравнению с Узельгинским рудным полем несколько менее благоприятна (меньшее количество пологих пликативных структур, экстрезивных куполов, пока не известны прослой известняков в породах улутауской свиты и др.).

Поэтому при оценках прогнозных ресурсов площади нами принимается понижающий коэффициент 0,3. Суммарные прогнозные ресурсы по кат. P<sub>2</sub>+P<sub>3</sub> составят 38×110×0,3≈1255 тыс. т меди и 1735 тыс. т цинка на глубинах 250–500 м.

По Восточно-Аслаевскому и Восточно-Сусакскому участкам можно обоснованно выделить прогнозные ресурсы кат. P<sub>2</sub>, учитывая наличие здесь рудопроявлений, развитие рудоносных горизонтов пород кислого и смешанного составов, пологих пликативных структур, нахождения комплексных геофизических и геохимических аномалий.

Доли массивных колчеданных руд для прогноза — 70% и 30% вкрапленных от их общего количества приняты как средние значения по колчеданным рудам Учалинской и Узельгинской рудных зон.

Прогнозные ресурсы меди по кат. P<sub>2</sub> по Восточно-Аслаевскому участку составят:

*по меди* — 430 тыс. т, в т.ч. по массивным рудам 322,5 тыс. т, по вкрапленным — 107,5 тыс. т;  
*по цинку* — 600 тыс. т, в т.ч. по массивным рудам 450 тыс. т, по вкрапленным — 150 тыс. т. Количество руды — 33020 тыс. т, в т.ч. по массивным рудам — 24810 тыс. т, по вкрапленным рудам — 9210 тыс. т.

По Восточно-Сусакскому участку прогнозные ресурсы *по меди* по кат. P<sub>2</sub> составят всего 220 тыс. т, в т.ч. по массивным рудам 165 тыс. т, по вкрапленным рудам 55 тыс. т. *По цинку* по кат. P<sub>2</sub> — всего 300 тыс. т, в т.ч. по массивным рудам 230 тыс. т, по вкрапленным рудам — 70,0 тыс. т. Всего руды: 17010 тыс. т, в т.ч., массивной — 12760 тыс. т, вкрапленной — 4250 тыс. т.

Всего по Аслаевскому потенциальному рудному полю прогнозные ресурсы по кат. P<sub>2</sub> могут составить:

- по меди — 430+220=650 тыс. т,
- по цинку — 600+300=900 тыс. т.

Прогнозные ресурсы по кат. P<sub>3</sub> по меди и цинку по рудному полю принимаются как разности между общими прогнозными ресурсами по Аслаевскому потенциальному рудному полю, определенными выше, и прогнозными ресурсами по кат. P<sub>2</sub>.

Следовательно, они составят:

- по меди 1255–650=605 тыс. т;
- по цинку 1735–900=835≈850 тыс. т.

Количество руды — 46150 тыс. т с содержанием Cu — 1,3%, Zn — 1,8%.

Аслаевское рудное поле представляется объектом первой очереди на проведение поисковых и оценочных работ.

### Литература:

1. Анисимов И.С. К вопросам геодинамического развития территории Учалинского, Абзелиловского районов и восточной части Белорецкого района // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Матер. VIII Межрег. науч.-практ. конф. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. — С. 60–66.

## МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ СЛОИСТЫХ СУЛЬФИДНЫХ РУД ЮБИЛЕЙНОГО МЕДНО-ЦИНКОВО-КОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

*Н.Р. Аюпова<sup>1, 2</sup>, А.С. Целуйко<sup>2</sup>, В.В. Масленников<sup>1, 2</sup>*

<sup>1</sup> *Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс*

<sup>2</sup> *Южно-Уральский государственный университет, г. Миасс*

Юбилейное медно-цинково-колчеданное месторождение локализовано в Бурибайском рудном районе Южного Урала в пределах Петропавловского рудного поля. В геологическом разрезе месторождения выделяются пять толщ (снизу вверх): 1) диабазовая, 2) спилитовая, 3) дацитовая, 4) андезито-базальтовая и 5) андезито-дацитовая, которые относятся к баймак-бурибаевской свите [2]. На месторождении установлено шесть рудных залежей линзообразной формы, которые залегают в кровле второй толщи, превращенной в серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты. Руды месторождения относятся к сфалерит-халькопирит-пиритовому минеральному типу с отношением меди к цинку 2:1.

В 2012 г. нами выполнены экспедиционные работы на Юбилейном медно-цинково-колчеданном месторождении. В карьере месторождения были изучены сульфидные руды второго рудного тела, залегающего среди базальтовых гиалокластитов. Уникальной особенностью второй рудной залежи оказалось хорошая сохранность цокольной части труб «черных курильщиков» диаметром от первых см до 1 м. Над рудами, содержащими трубы «черных курильщиков», залегают сульфидные турбидиты, переслаивающиеся с хлоритолитами и гематит-хлоритовыми породами (госсанитами). Сульфидные турбидиты перекрываются пластообразным телом стратифицированных апогиалокластогенных хлоритолитов основного состава. Простираение пластообразного тела сульфидных турбидитов северо-северо-западное до меридионального, падение северо-северо-восточное под углом 45–55°. Горизонтальные границы сульфидных слоев четкие, волнистые, со следами продавливания. В рудных слоях преобладают гравийно-псаммитовые обломки пиритовых и халькопирит-пиритовых руд и удлиненно-изометричные обособления хлоритизированных гиалокластов почти черного цвета. Вертикальная градация сульфидного обломочного материала в рудных слоях проявлена не отчетливо. Ритмичное строение сульфидно-хлоритолитовых слоев иногда нарушается выклиниванием отдельных слоев, возникновением слойчатости или «следов оплывания», свидетельствующих о течении вязкого разжиженного потока сульфидного материала по склонам холмообразной постройки. Малая мощность тонкозернистых слоев 1–5 мм (иногда их прерывистость) объясняется близостью источника сноса, что предполагает высокую скорость следующих друг за другом потоков, которые размывали и уничтожали тонкозернистые слои.

Рудные слои сложены преимущественно пиритовыми рудокластами, представленными в основном кристаллически-зернистыми трещиноватыми фрагментами литифицированных руд, цементированных халькопиритом и, иногда, сфалеритом. С помощью травления смесью концентрированной  $\text{HNO}_3$  и  $\text{CaF}_2$  в рудокластах отмечается первичное обломочное ядро, окруженное каймой обрастания позднего пирита с образованием кристаллографических очертаний зерен.

Обломки халькопирита подразделяются на две разновидности. Халькопирит-1 представлен кристаллами — фрагментами крустификаций каналов труб. Халькопирит-2 повсеместно замещает пиритовые рудокласты, вплоть до образования полных псевдоморфоз. Кроме того, встречаются обломки крустификационного халькопирита — фрагменты труб «черных курильщиков» и прожилки халькопирита с кварцевой оторочкой, согласно слоистости. В них отмечается зернистое строение халькопирита с различным размером зерен. Травлением в парах царской водки устанавливается сложное внутреннее строение зерен халькопирита — зоны роста в виде замкнутых или незамкнутых многоугольников и треугольников, полисинтетические двойники, четкие прерывистые трещинки спайности по одному, иногда двум направлениям. Наиболее мелкие зерна часто имеют цепочечное расположение в агрегатах и являются, вероятно, результатом перекристалли-

зации более крупных индивидов. Следует отметить, что в хлоритолитовых и госсанитовых слоях наблюдается сохранность обломков крустификационного халькопирита лучше, чем пиритовых рудокластов.

Сфалерит находится в подчиненном количестве в изученных образованиях. Мельчайшие включения сфалерита отмечаются в ядре пиритовых обломков, также встречаются крупные обломковидные обособления сфалерита, после травления которых проявляется мостиковая структура. В госсанитах установлены железистая и безжелезистая разновидности сфалерита. Железистая разновидность залечивает трещины в новообразованном халькопирите, а безжелезистая образует самостоятельные выделения в нерудной массе.

Галенит пространственно связан с пиритом и халькопиритом и отмечается очень редко. Постоянная приуроченность к контактам этих минералов и его ксеноморфизм предполагают его позднее отложение по сравнению с другими сульфидами.

Пирротин образует мелкие пойкиллиты, округлые выделения и пластинки, часто развивается по зонам роста в пирите.

Иногда в халькопирит-сфалеритовой ассоциации наблюдается борнит, чаще всего он встречается в хлоритолитовых и госсанитовых слоях.

Заслуживает особого внимания обнаружение многочисленных выделений самородного золота и разнообразных теллуридов размером до 10–20 мкм в изученных рудах Юбилейного месторождения. По результатам атомно-абсорбционного анализа в сульфидных слоях содержание золота достигает 31,26 г/т, серебра — 38,30 г/т, а в хлоритолитовых слоях уменьшается до 7,35 и 18,7 г/т, соответственно.

Золото в сульфидных турбидитах связано с пиритовыми рудокластами и встречается в различных ассоциациях (табл.):

1) многочисленные кристаллоподобные выделения золота размером 2–5 мкм установлены в пиритовых рудокластах в ассоциации с халькопиритом, замещающим пирит;

2) ксеноморфные выделения золота размером от мельчайших до 10–20 мкм обнаружены в сфалерит-халькопирит-пиритовой ассоциации, выполняющей трещины в пиритовых рудокластах, и в зоне цементации пиритовых агрегатов халькопиритом и сфалеритом; характеризуются разнообразной формой и извилистыми очертаниями; часто наблюдаются совместно с золотом мельчайшие выделения колорадоита, раклиджита и теллуrowисмутита;

3) золото размером 2–3 мкм в пиритовых обломках, содержащих вкрапленность гессита, представлено тончайшими сглажено-угловатыми, пластинчатыми и проволочными выделениями;

4) микропрожилки и каймы обрастания низкопробного золота и электрума размером 5–20 мкм установлены в госсанитах в ассоциации с поздним халькопиритом или в халькопирит-сфалеритовой ассоциации в реликтовых пиритовых рудокластах.

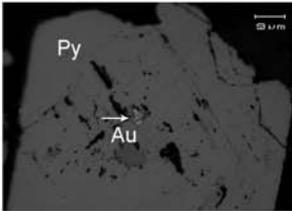
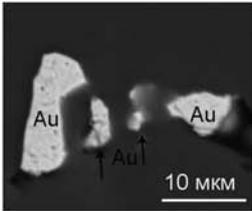
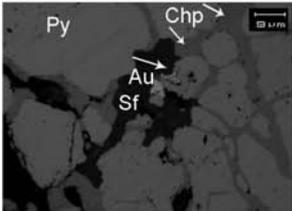
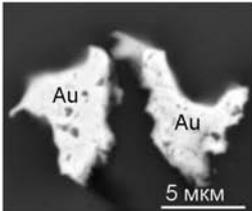
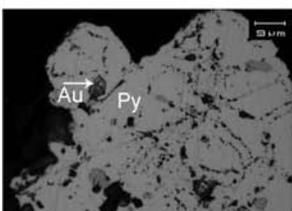
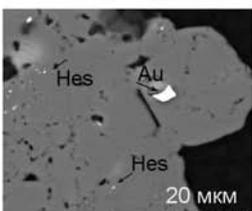
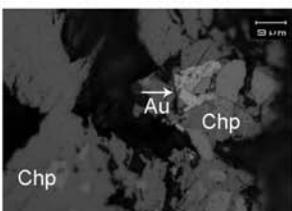
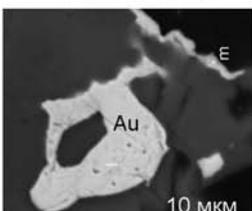
По результатам рентгеноспектральных анализов, выполненных на приборе TESCAN VEGA3 SBU с энергодисперсионным анализатором (аналитик Блинов И.А.) золото в сульфидных турбидитах отнесено к среднепробной (803–855‰) разновидности. В электруме наблюдается широкая вариация значений в содержаниях серебра и золота.

По сравнению с другими уральскими колчеданными месторождениями в сульфидных турбидитах Юбилейного месторождения, наряду с самородным золотом, отмечается аномально высокая концентрация разнообразных теллуридов (рис.).

В сульфидных слоях в сфалерит-халькопирит-пиритовой ассоциации выделения золота сопровождаются присутствием мельчайших образований колорадоита  $HgTe$ , раклиджита  $(PbBi_2)Te_4$ , иногда пластинчатых кристаллов теллуrowисмутита  $Bi_2Te_3$ , изометричных образований гессита  $Ag_2Te$ , петцита  $AuAg_3Te_2$  и калаверита  $AuTe_2$ . Многие теллуриды образуют самостоятельные выделения с прямолинейными ограничениями. Выделения алтаита  $PbTe$  в пиритовых рудокластах избегают ассоциации с самородным золотом. Некоторые пиритовые рудокласты содержат вкрапленность гессита размером менее 2–3 мкм. Теллуrowисмутит в своем составе содержит примесь  $Pb$ , иногда  $Ag$ . Довольно широким распространением пользуется колорадоит. Общим для минералов теллура в сульфидных слоях является их чрезвычайно мелкий размер. Большинство из них находятся на грани разрешающей способности микроскопа (1–2 мкм).

Таблица

**Состав и ассоциации самородного золота в рудокластах  
сульфидных турбидитов и госсанитов Юбилейного  
медно-цинково-колчеданного месторождения**

халькопирит-пиритовая (17 ан.)	$\frac{19,48}{18,26-21,43}$	$\frac{80,52}{79,01-81,74}$		
сфалерит-халькопирит-пиритовая (14 ан.)	$\frac{18,67}{16,81-20,40}$	$\frac{81,34}{79,60-83,19}$		
гессит-пиритовая (5 ан.)	$\frac{15,29}{14,50-16,77}$	$\frac{84,71}{83,23-85,50}$		
пирит-халькопиритовая в госсанитах (5 ан.)	$\frac{47,03}{37,00-56,51}$	$\frac{52,97}{43,49-63,00}$		

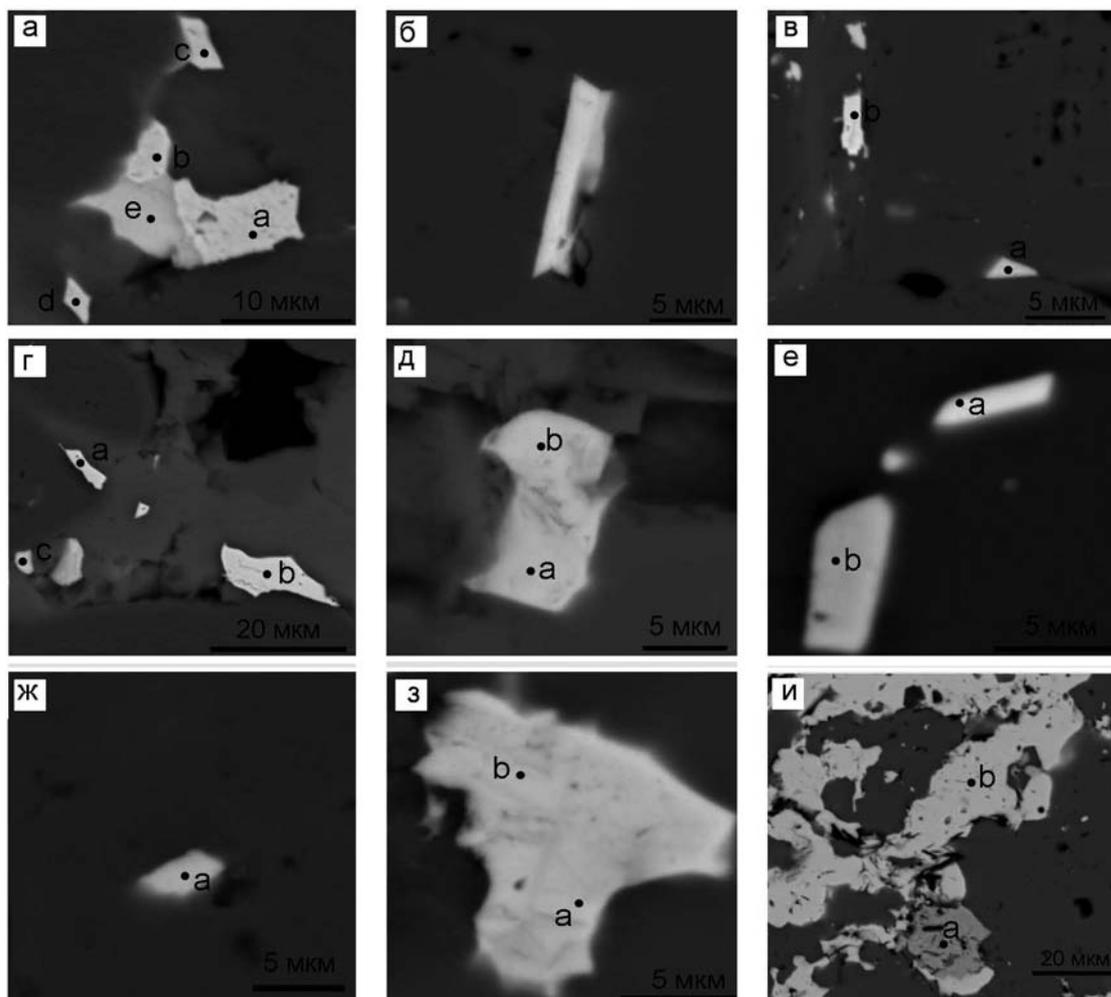
**Примечания:** Py — пирит, Chp — халькопирит, Sf — сфалерит, Au — самородное золото, Hes — гессит.

Довольно разнообразны теллуриды в кварц-хлоритовых слоях, которые связаны с реликтовыми обломками кристаллического халькопирита. Здесь установлены сростки колорадоита с гесситом, иногда с алтаитом, сростки раклиджита с алтаитом и волинскимитом  $AgBiTe_2$ , калаверит и тонкая вкрапленность клаусталита  $PbSe$ .

В госсанитах обнаружены селенсодержащие галенит  $PbSeS$ , кервеллеит  $Ag_4TeS$ , гессит и клаусталит. Эти минеральные ассоциации свидетельствуют об усилении активности селена в окислительных условиях преобразования сульфидных руд.

Предполагается, что источником новообразованного золота и теллуридов послужили обломки «курильщикова» в связи с исходным накоплением благородных металлов, теллура и других элементов в сульфидных трубах. При изучении сульфидных труб выявлено, что основная часть теллуридов концентрируется в узких сегментах халькопиритовой зоны, а также в приграничных зонах с оболочкой и каналом труб, т. е. в местах, наиболее проницаемых для холодной морской воды [1]. В сульфидных трубах Юбилейного месторождения, по данным ЛА-ИСП-МС анализов, основная часть золота и теллура концентрировалась в колломорфном пирите и кристаллическом сфалерите.

Угловатая ксеноморфная форма выделений и выдержанность ассоциаций самородного золота с поздними сульфидами указывает, что такая минерализация является новообразованной. Присутствие более крупных самостоятельных изометричных выделений гессита в халькопирите и кервеллеита в ассоциации с селенсодержащим галенитом и клаусталитом в халькопирите показывает, что факторы отложения этих аксессуарных минералов могут быть различными.



**Рис. Теллуриды из сульфидно-хлоритовых турбидитов и госсанитов Юбилейного месторождения**

Пиритовые рудокласты: а — колорадоит (е) в ассоциации с золотом (а, б, с, d) в сфалерит-халькопиритовой ассоциации; б — пластина раклиджита в пиритовом рудокласте; в — селенсодержащий галенит (а) и самородное золото (b) в ассоциации с мелкой вкрапленностью гессита в пиритовом рудокласте; г — пластинки теллуровисмутита (с, d) в ассоциации с золотом (а, б) в халькопирите по трещинам. Обломки кристалликов халькопирита в хлоритовых слоях: д — сросток колорадоита (а) и алтаита (b); е — волынскит (а) и гессит (b); ж — калаверит (а). Новообразованный халькопирит госсанитов: з — гессит (а, b) в галенит-сфалеритовой ассоциации; и — кервеллит (а) в ассоциации с селенсодержащим галенитом (b).

Парагенетические ассоциации изученных минералов представляют генетический интерес для изучения условий переноса и накопления этих металлов в процессах формирования колчеданных руд. Кроме того, исследование минеральных форм этих полезных компонентов представляет практический интерес для расчета ожидаемой концентрации извлекаемого и «упорного» золота и серебра в рудах месторождения.

*Работы поддержаны программой Президиума РАН (№ 12-П-5\_1003) и Федеральной целевой программой «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 годы (ГК № П237).*

#### Литература:

1. Масленникова С.П., Масленников В.В. Сульфидные трубы палеозойских «черных курильщиков» (на примере Урала). — Екатеринбург — Миасс: УрО РАН, 2007. — 312 с.
2. Медноколчеданные месторождения Урала: Геологическое строение / В.А. Прокин, Ф.П. Буслаев, М.И. Исмагилов и др. — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1988. — 241 с.

## ЖИЛЬНЫЙ КВАРЦ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-УРАЛЬСКОГО ПОДНЯТИЯ (УФАЛЕЙСКИЙ И ЗЛАТОУСТОВСКИЙ БЛОКИ): ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЖИЛЬНОГО КВАРЦА И ИХ ПРАКТИЧЕСКАЯ ЗНАЧИМОСТЬ

*А.И. Белковский*

*Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс; lekarei@list.ru*

Рассмотрен жильный кварц Северной части Центрально-Уральского поднятия и входящих в его состав уфалейского и златоустовского метаморфических блоков. Фактический материал и многочисленные публикации по этому вопросу позволили автору выделить для указанного района следующие генотипы жильного кварца и рекомендовать перспективные площади для проведения поисковых работ на различные виды кварцевого сырья.

Ниже приводится характеристика выделенных генотипов.

**Докарбонатитовый (рифей? — 340 млн лет) прозрачный тонко-мелкозернистый (0,1–0,3 и 0,4–1,0 мм) безрудный гидротермально-метаморфический кварц.**

По структурным особенностям (размерности зерен) известен как кварц «уфалейского» типа [2]. Обнаружен только на восточной периферии Уфалейского метаморфического блока среди вендских рутил-апатитовых метагабброидов. Кварц месторождений этого типа (Кузнечихинского, Острогорского, Беркутинского) замещается микроклинитами, альбититами и бефорситами калишпат-кальцитовой фации (340–320 млн лет) [1]. Длина жил по простиранию достигает 120 м, мощность — 10–12 м. Метрика элементарной ячейки «уфалейского» кварца ( $a_0 = 4,9122$ ;  $c_0 = 5,4041$ ;  $c_0/a_0 = 1,10014 \text{ \AA}$ ;  $V_0 = 112,936 \text{ \AA}^3$ ) близка к параметрам высокотемпературного ( $T = 500\text{--}300^\circ\text{C}$ ) прозрачного ядерного кварца гранитных пегматитов. Коэффициенты светопропускания ( $T = 82\text{--}83\%$ ), содержание примесей (до 25 ppm) и высокотемпературной флюидной фазы (до 20 ppm) «уфалейского» кварца близки к характеристикам кварца с торговой маркой UNIMIN. «Уфалейский» кварц в России является главным видом сырья для производства изделий микроэлектроники.

**Посткарбонатитовый (308–270 млн лет) молочно-белый гигантозернистый безрудный гидротермальный кварц с прозрачными участками.**

На Урале такие образования известны как жилы с прозрачным кварцем. Поля жил такого кварца впервые обнаружены среди высокобарических бластомилонитов куртинского (Кыштымское месторождение, Уфалейский метаморфический блок) и максютовского (Ново-Троицкое и Караяновское месторождения) эклогит-сланцевых комплексов. Длина жил составляет 50–100 м, мощность — до 6,0 м. Открытые полости в барических бластомилонитах и апоэклогитовых амфиболитах выполнены параллельно-шестоватыми кварцевыми индивидами (до 0,4–0,5×1,0 м) первого рода (по Г.Г. Лемлейну). Коэффициенты светопропускания гигантозернистого молочно-белого кварца колеблются от 32 до 45%, прозрачного — от 60 до 76%. Рентгеновская метрика молочно-белого ( $a_0 = 4,9124\text{--}4,9126$ ;  $c_0 = 5,4045\text{--}5,4046$ ;  $c_0/a_0 = 1,10017\text{--}1,10013 \text{ \AA}$ ;  $V_0 = 112,944\text{--}112,952 \text{ \AA}^3$ ) оказалась близкой, что позволяет считать «средний» объем элементарной ячейки жильного кварца второго типа соответствующим значению  $V_0 = 112,949 \text{ \AA}^3$ .

Жилы безрудного молочно-белого кварца обладают зональным строением. Открытые полости в барических образованиях последовательно выполнялись следующими типами горных пород (от стенок полости к ее центру): бефорситами альбит-кальцитовой фации → редкометальными рипидолитовыми хлоритолитами → молочно-белым ( $T = 32\text{--}45\%$ ) безрудным кварцем с прозрачными участками ( $T = 60\text{--}76\%$ ). Прозрачный кварц из жил этого типа, добывавшийся старателями, использовался для производства светотехнического и химического стекла.

**Посткарбонатитовый (308–270 млн лет) прозрачный среднезернистый безрудный гидротермально-метаморфогенный кварц, образованный жилами второго типа («кыштымский» кварц) [2].**

Продукты рекристаллизации гидротермального безрудного молочно-белого кварца второго типа представлены среднезернистыми (25–30 мм) тектонитами [2], и неотличимы по типу ориентировки от кварцитов и гнейсов. Процесс рекристаллизации исходного гигантозернистого

протолита ( $V_0 = 112,955 \text{ \AA}^3$ ) завершился образованием по нему среднезернистого гидротермально-метаморфогенного кварцевого тектонита (кварца «кыштымского» типа), обладающего минимальным объемом элементарной ячейки —  $V_0 = 112,923\text{--}112,930 \text{ \AA}^3$  [3], высоким коэффициентом светопропускания  $T = 75\text{--}76\%$ , что позволяет использовать его в качестве сырья для получения оптического и светотехнического кварцевого стекла. Имеющиеся определения абсолютного возраста минералов вмещающих пород жил «кыштымского» типа укладываются в довольно узкий интервал — 308–270 млн лет [4].

**Молочно-белый гигантозернистый малосульфидный гидротермальный кварц (300–250 млн лет).**

Отмечен по всему разрезу нижнеуфалейских толщ Центрально-Уральского поднятия. В изобилии маломощные ( $0,1\text{--}0,4 \times 0,5\text{--}5$  м) жилы и прожилки такого кварца ( $T = 1\text{--}15\%$ ) отмечены в песчаниках айской свиты (горы Сова, Горновая, Бугор, Студеная), саткинских магнезитах Исмакаевского месторождения, кварцитах Бакальских месторождений бурых железняков. Крайне редко в них отмечалась сульфидная минерализация (пирит и галенит).

**Молочно-белый гигантозернистый рудный гидротермальный кварц с золотосульфидным оруденением и хрусталеносной минерализацией (300–250 млн лет).**

Молочно-белый гигантозернистый кварц с золотосульфидным (галенит, сфалерит, тетраэдрит, халькопирит, борнит, кубанит, алтаит, гессит, золото, серебро) оруденением известен с прошлого столетия по восточной периферии Уфалейского метаморфического блока. Жилы рудного кварца ( $T = 0,5\text{--}12\%$ ) Суховязского рудопроявления сопровождаются березитами и листовенитами. Кварц наиболее крупных жил (длина — до 8–100 м при мощности до 4–5 м) может быть использован как источник получения концентратов для производства многокомпонентного оптического стекла и высших сортов тонкой керамики.

В заключение следует отметить следующее. Практический интерес среди выделенных генотипов представляют лишь особо чистый кварц «уфалейского» типа и гигантозернистый рудный кварц Суховязского Au-сульфидного рудопроявления. Для постановки поисковых работ рекомендуются площади развития рутил-апатитовых метагабброидов, слагающих восточную часть Уфалейского метаморфического блока.

### Литература:

1. Белковский А.И. Геология и минералогия кварцевых жил Кыштымского месторождения. — Миасс — Екатеринбург: ИМин УрО РАН, 2011. — 234 с.
2. Вертушков Г.Н., Соколов Ю.А., Попов В.А. Жильный кварц некоторых золотоносных месторождений Урала // Минералы изверженных и метаморфических пород Урала. — Свердловск: УФАН СССР, 1970. — С. 3–10. — (Тр. Ин-та геол. и геохимии УФАН СССР; Вып. 86).
3. Якшин В.И., Корнилов Ю.Б., Синкевич Г.А. Перераспределение примесей в жильном кварце при грануляции по данным ИК спектроскопии // Зап. Всесоюз. минер. об-ва. — 1976. — 4. 105, вып. 1. — С. 100–102.
4. Glasmacher U.A., Reynolds P., Alekseev A.A., Puchkov V.N.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  thermochronology West of Maine Uralian Fault, Southern Urals, Russia // Geol. Rundsch. — 1999. — Bd.87. — P. 515–525.

## ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ В КОЛЧЕДАНЫХ РУДАХ УРАЛА

*И.В. Викентьев*

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии,  
минералогии и геохимии РАН, г. Москва*

Исследование форм нахождения элементов в колчеданных месторождениях имеет ключевое значение в эффективном использовании этого рудного сырья. В работе особое внимание уделено благородным металлам — золоту, серебру и элементам платиновой группы (ЭПГ), поскольку эти знания способны повлиять на экономическую судьбу рудных объектов. Золото — типичный попутный микрокомпонент в колчеданных рудах, большей частью теряющийся на стадии обогащения. Лишь незначительная доля благородных металлов в этих рудах представлена в виде собственных минеральных фаз, размерные параметры которых достаточны для их извлечения в промышленные концентраты [1]. В основном такие металлы рассеяны в химически связанном состоянии в структуре главных рудообразующих минералов или же в виде тонких, вплоть до наноразмерных, фаз (в сростаниях с главными рудо- и пороодообразующими минералами), размерные параметры которых не достаточны для их извлечения в самостоятельные промпродукты.

В состав используемых в ИГЕМ РАН аналитических методов включены: просвечивающая и сканирующая электронная микроскопия, рентгеноспектральный микроанализ (РСМА), оже-спектроскопия и рентгеновская фотоэлектронная спектроскопия, масс-спектрометрия (в т. ч. LA-ICP-MS), инструментальный нейтронно-активационный анализ (ИНАА), атомно-абсорбционный анализ (ААА). При определении содержаний ЭПГ обязательно применяется их предварительное химическое концентрирование.

Эксплуатируемые более 250 лет колчеданные месторождения Урала остаются в России важным источником меди (вторым после Норильска) и ведущим — цинка и серебра, в то же время извлечение благородных металлов, особенно Au из них крайне низкое: потери составляют до 85% от валового содержания. Обусловлено это незначительным содержанием в руде легко извлекаемых частиц >100 мкм самородного золота, а распределение и формы нахождения Au, Ag, ЭПГ мало изучены. Исследовались колчеданные объекты, в совокупности заключающие 90% запасов руды, цветных и попутных благородных металлов Урала на месторождениях уральского (Гайском, Октябрьском, Молодежном, Узельгинском, Учалинском, Дегтярском, Сан-Донато, Сафьяновском, Валенторском и др.) и баймакского (Бакр-Тау, Таш-Тау, Барсучий Лог и др.) типов (соответственно, УТ и БТ), в том числе недавно вовлеченные (УТ: Юбилейное, Талганское, Западно-Озерное, Тарньерское и БТ: Джусинское) или планируемые к отработке (УТ: Ново-Учалинское, Таш-Яр, БТ: Вишнево-Уваряж, Галкинское). Для активно разрабатываемых наиболее крупных Гайского, Учалинского и Узельгинского месторождений проблема форм нахождения Au и Ag наиболее значима в связи с их максимальными потерями (в сумме до 10 т Au в год).

Концентрирующий основную массу Au руд крупнейшего **Гайского месторождения** кубический пирит, обычно с дефектной структурой, обогащен Au 3–12 г/т и As 0,05–0,1, до 2 мас. % (НАА). Основные формы золота в нем — изоморфная примесь Au в пирите и наноразмерное самородное золото. В участках с повышенным содержанием Au (в висячем и лежащем боках основной рудной зоны, в участках выклинивания по восстанию крупных рудных тел) в рудах установлено присутствие самородного золота (100 мкм и более) пробностью 421–974 и Au-Ag теллуридов (калаверит, креннерит, петцит, сальванит, мутманит, монтбрейит). В самородном золоте установлены до 0,17 мас. % Pd и до 0,2 мас. % Pt (РСМА). Поздняя генерация золота отличается более высокой пробностью, формирует дендритные агрегаты и ленточные кристаллы. В богатых Au рудах (Стержневая линза) установлено наиболее высокопробное золото, а также ртутистое золото. Пентагондодекаэдрические кристаллы пирита характеризуются бездефектной структурой и низким содержанием Au и As. По данным РСМА, из минералов руд месторождения максимальные содержания золота присутствуют в колорадоите (до 4,2 мас. % Au), галените (0,2–0,4 мас. % Au при 0,1–0,15 мас. %

Ag). В борните установлены максимальные из распространенных рудных минералов содержания Ag (0,16–3,53 мас. %) и заметные Au (до 0,17 мас. %). В борните и теннантите обнаружены также примеси до 0,13 мас. % Pd и до 0,12 мас. % Pt. Основная часть Au, Pt и Pd в данных минералах, вероятно, присутствует в виде тонкодисперсных, субмикроскопических включений и сростков, в пользу чего говорит большой разброс полученных РСМА значений содержания Au и ЭПГ.

В рудах *Учалинского месторождения* основные концентрации благородных металлов также связаны с дисперсным и тонковкрапленным золотом в пирите. Содержание свободного золота составляет лишь 3–4%, в сростках — 10–12%, тонкодисперсного в сульфидах — около 85%. Доля «связанного» золота уменьшается с глубиной в главном рудном теле с 67–86% до 10–34% от валового, что связано с ростом степени метаморфизма. Содержания Au в сфалерите в среднем 1,3 г/т (до 3 г/т), серебра — от 20 до 75 г/т; Au в пирите в среднем 1,2 г/т (до 1,6 г/т), серебра 9,5 г/т (до 30 г/т). Минимальные концентрации Au и Ag установлены в халькопирите (десятые доли г/т, серебра — от 10 до 20 г/т). Из собственных минералов Au и Ag на месторождении выявлены гессит, эмпрессит, пирсеит, самородное золото, электрум, петровскаит и калаверит. Золотины обычно низкопробные, размером от 0,005 до 0,03 мм, состав от  $Au_{0,69}Ag_{0,31}$  до  $Au_{0,34}Ag_{0,59}Hg_{0,1}$ . Теллуриды и самородное золото в рудах Учалинского месторождения обычно ассоциируют с пиритом, галенитом и блеклой рудой. Анализы ЭПГ в рудах показывают неоднородное распределение ЭПГ в пробах. Концентраты характеризуются резким преобладанием содержаний Pt над остальными ЭПГ. Наибольшие ее концентрации (до 1,96 г/т) установлены в существенно пиритовых фракциях, уходящих в хвосты; им соответствуют повышенные содержания Pd и Ir (до 0,025 и 0,019 г/т соответственно). Значительные содержания Pt (0,46 и 0,55 г/т) определены также в Zn (0,55 г/т) и коллективном Cu-Zn (0,46 г/т) концентратах.

*Месторождение Юбилейное* является одним из самых крупных из разведанных в России [3]. В отличие от других медноколчеданных месторождений руды месторождения относительно высокопористые, содержат повышенные количества хлорита и карбоната. Для них мало характерны галенит, борнит и теннантит. Собственные минералы Au представлены мельчайшими выделениями самородного золота в прожилках в ассоциации с блеклой рудой и галенитом; тесная связь самородного золота с этими минералами подтверждается высокой положительной корреляцией Au с Pb, As и Sb.

Для оценки реальной доли легко извлекаемого золота по отношению к тонкодисперсному, «невидимому» был предложен *термохимический метод* определения ионной формы Au в сульфидных рудах [2]. Выяснилось, что доля ионного золота (связанного в виде изоморфной примеси в основных сульфидах, а также в виде Au-Ag теллуридов и др. соединений) варьирует от 1 до 69% в изученных рудах и от 5 до 38% в пробах из продуктов их обогащения. Максимальное значение содержания ионного золота — 69% (от общего количества Au) установлено в пробе медной руды из месторождения Уваряж с наибольшей концентрацией Au — 29,7 г/т; высокая величина (38%) установлена в пробах цинково-медной руды (с концентрацией Au 2,2 г/т) и медного концентрата из цинково-медной руды (1,8 г/т Au) Учалинского месторождения. Минимальная доля ионного золота в Гайском месторождении (1% от валового содержания) коррелирует с данными о резко преобладающей здесь самородной форме нахождения Au [1]. Последняя обусловлена высокой степенью метаморфизма руд по сравнению с другими месторождениями. Для отдельно взятых месторождений доля ионного золота существенно больше в Cu рудах по сравнению с Cu-Zn рудами, и в медных концентратах в 2–3 раза выше, чем в цинковых.

В качестве объекта изучения минерального баланса Au в *техногенных отходах* были выбраны лежалые (более 50 лет) отвалы вскрышных пород Учалинского карьера; в них в большинстве случаев Cu 0,1–0,3%, Zn 0,2–0,4%, Au около 0,2 г/т и Ag 2–5 г/т. В наиболее обогатенных участках содержание Au выше (максимально до 7,26 г/т). При этом с ростом содержаний Cu, Zn и Ag, как правило, увеличивается и содержание Au. В щебнистых образцах содержание Au и Ag пониженное, а в существенно глинистых и особенно в глинистых со щебенкой — повышенное. Подавляющая часть Au находится в крупных фракциях проб (>5 мм), в то же время значимость тонких фракций в концентрировании Ag является довольно существенной, несмотря на их малую роль в общем балансе. Пробы содержат высокопробное свободное золото размером 5–40 мкм. Доля свободного

золота (самородное золото свободное и в сростках с пиритом и халькопиритом, Au в теллуридах), составляет 30–65% от валового Au пород, что заметно выше доли свободного золота в рудах отработанных верхней и средней частей главного рудного тела (14–32% от суммарного Au). С ростом содержания Au в серии исследованных проб увеличивается доля «невидимого» (дисперсного) золота. Слабая связь Au с S подтверждает то, что существенная часть Au находится в выветрелых породах в виде самородного золота. Его дисперсная форма связана с пиритом.

### Выводы:

1. Доля ионного золота в колчеданных рудах Урала составляет 1–69% (Au = 1,1–30,7 г/т), а в промпродуктах (сульфидных концентратах) 1–75% (Au = 1,7–9,1 г/т). Рост доли ионного золота в рудах коррелирует увеличению содержания в них Cu и уменьшению степени метаморфизма. В продуктах обогащения доля ионного золота напрямую связана с концентрацией Cu и имеет обратную корреляцию с валовыми содержаниями Au в концентратах.

2. По всей вероятности, в Cu-Fe и Cu сульфиды золото входит в основном в виде твердого раствора, а в пирите и сфалерите, по-видимому, преобладают тончайшие включения выделений самородного золота и других Au-Ag минералов.

3. Формы ионного золота в рудах изученных месторождений: 1) собственные минералы золота и серебра: Au-Ag теллуриды, сульфиды, сульфоантимониды, сульфоарсениды, образующие микроскопические (5–25 мкм), субмикроскопические и наноразмерные выделения; 2) минералы, содержащие ионное золото в виде изоморфной примеси (0,п–0,0п мас. %): сульфосоли (блеклая руда, фрейбергит) и менее распространенные минералы (алтаит, колорадоит, кавацулит и самородный теллур); 3) минералы, содержащие ионное золото в виде незначительной изоморфной примеси (0,00п мас. %), но широко распространенные: пирит, халькопирит и особенно арсенопирит и мышьяковистый пирит.

4. ЭПГ постоянно присутствуют в суммарных концентрациях 0,1–0,5 г/т, связаны преимущественно с пиритом и Cu минералами, находясь в них в рассеянной форме, а также в виде тонких выделений самородного золота и теллуридов, несущих макропримеси (до 1–3 мас. %) Pt и Pd.

5. Лежалые отходы ГОКов (отвалы, хвосты) с содержаниями Au ~ 1 г/т могут представлять промышленный интерес как объекты его извлечения методом кучного выщелачивания, поскольку в них повышена по сравнению с первичными рудами доля свободного золота.

**Благодарности.** В работах по проблеме принимали участие В.П. Молошаг, С.Ф. Винокуров, Д.И. Кринов, Б.Р. Тагиров, Л.Н. Шишакова, М.А. Юдовская. Аналитические определения выполнены О.А. Дойниковой, А.В. Моховым, В.А. Сычковой, Н.В. Трубкиным, А.И. Цепиным.

*Исследования проведены при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН (проект П 27-1.1.2) и Российского Фонда Фундаментальных Исследований (проект 10-05-00747).*

### Литература:

1. Викентьев И.В., Молошаг В.П., Юдовская М.А. Формы нахождения и условия концентрирования благородных металлов в колчеданных рудах Урала // Геология рудных месторождений. – 2006. – № 2. – С. 91–125.
2. Винокуров С.Ф., Викентьев И.В., Сычкова В.А. Определение ионной формы золота в колчеданных рудах // Геохимия. – 2010. – Т. 48, № 5, – С. 544–550.
3. Государственный доклад «О состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2008 г.». – М.: Центр «Минерал», 2009. – 387 с.

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СТРОИТЕЛЬНОГО ГИПСА ПРЕДУРАЛЬЯ

*Н.Р. Галимов, А.В. Кочергин*  
*ООО «Кнауф Гипс Дзержинск»*

Последние десятилетия в Урало-Поволжском регионе происходит возрождение промышленности строительных материалов из гипса, практически полностью деградировавшей в России в 50–80-х годах XX века. Активизировались и работы по подготовке минерально-сырьевой базы гипсового сырья. Оказалось, что широко распространенные представления о безграничных ресурсах и общераспространенности гипсов не соответствуют действительности. Большинство из подготовленных месторождений характеризуются небольшими запасами и низкими геолого-экономическими показателями, залежи полезного ископаемого обнаруживают сложное и изменчивое строение.

Назрела необходимость в переходе от заявочного принципа подготовки месторождений гипса к целенаправленному прогнозированию объектов с заданными параметрами.

Находки сульфатолитов в Предуралье известны в отложениях среднего – верхнего карбона, сакмарского, кунгурского, уфимского и казанского ярусов пермской системы. Но только в составе отложений филипповской и иреньской свит кунгурского яруса они образуют крупные протяженные тела (толщи). Гипсы развиты в верхних, приповерхностных частях сульфатных толщ. Они имеют вторичную природу и, по выражению академика Николая Михайловича Страхова, представляют собой своеобразную кору выветривания ангидритов [4]. Необходимо отметить, что сами ангидриты не являются седиментогенными, а сформировались в породном бассейне при погружении и преобразовании в условиях катагенеза первичных, преимущественно гипсовых отложений [2].

Анализ геологических материалов позволяет нам выделить три типа месторождений строительного гипса, связанных с нижнепермскими отложениями Российского Предуралья:

- 1) Дубиновский (залежи в протодиапировых структурах);
- 2) Охлебининский (залежи в пологозалегающих толщах сульфатолитов в пределах плиоцен-четвертичных эрозионно-аккумулятивных речных долин [1];
- 3) Кармаскалинский (залежи в пологозалегающих толщах сульфатолитов в пределах возвышенностей и древних денудационно-аккумулятивных поверхностей выравнивания).

Месторождения Дубиновского типа распространены в южной части Предуральского прогиба, южнее широты г. Стерлитамак. Все месторождения и проявления этого типа характеризуются едиными чертами строения (рис. 1). Они приурочены к взбросам, по которым образования кунгурского яруса надвинуты (вброшены) на более молодые комплексы перми. Вертикальная амплитуда таких движений составляет сотни метров. Плоскости сместителей наклонены на восток и юго-восток. Происхождение этих структур связано с процессами мезо-кайнозойской тектонической активизации. Картирование месторождений показывает, что в данном типе проявлены признаки диапиризма: увеличение мощностей сульфатолитов в кровле, широкое проявление микробудин, сильная дислоцированность отложений.

Ограниченный характер взбросо-надвиговых структур предопределил ограниченность площадей распространения сульфатолитов на объектах данного типа, секущий, тектонический характер контактов сульфатных толщ с вмещающими образованиями, большие глубины и неравномерность развития процессов огипсования ангидритов.

В наиболее южной части Предуральского прогиба, с погружением отложений нижней перми, проявлены и классические диапировые структуры, характеризующиеся большими площадями развития гипсолитов и большими глубинами огипсования, однако эти объекты расположены уже за территорией Российской Федерации.

Месторождения второго и третьего типов связаны с площадями пластового близповерхностного залегания сульфатолитов. Выявлены они в Пермской области и Республике Башкортостан севернее широты г. Стерлитамак. Мощные толщи ангидритов субгоризонтального, слабонаклонного

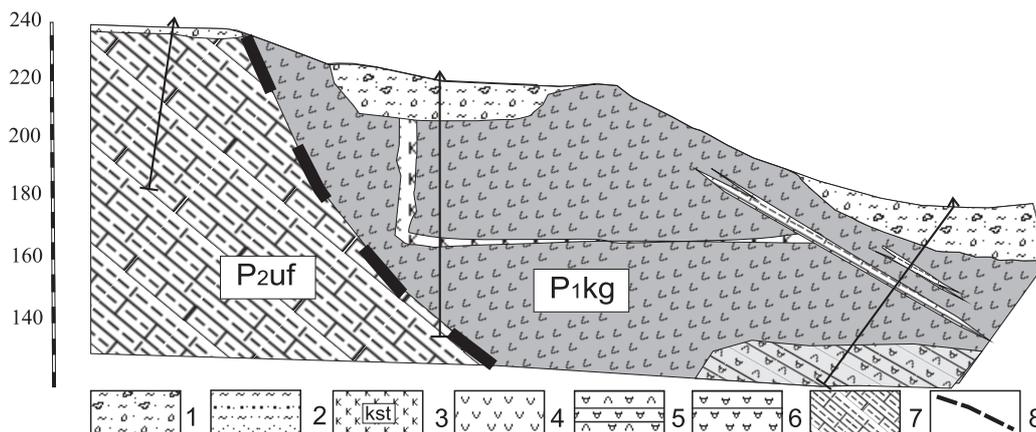


Рис. 1. Разрез Разномойского месторождения гипса (М 1:2000)

**Условные обозначения:** 1 — песчано-глинистые с дресвой и галькой покровные отложения ( $N_2-Q_4$ ); 2 — гравийно-галечниково-песчано-глинистые пестроцветные отложения ( $N_1$ ); 3 — древесно-глинисто-известковые микститы карстового заполнения (kst); 4 — гипсы; 5 — гипсоангидриты; 6 — ангидриты; 7 — пестроцветные мергели и глинистые известняки; 8 — тектонические нарушения

залегания участвуют в сложении пологих структур Предуральяского прогиба и восточной части Восточно-Европейской платформы.

Гипсы на объектах Охлебининского типа часто хорошо обнажаются в обрывах высоких террас по бортам речных долин и суходолов. Глубина огипсования в этих разрезах достигает 70 м (Охлебининское месторождение). Однако в большинстве случаев бурение в тыловой части долин показывает, что гипсы слагают лишь узкие «хребты» — при удалении от речных долин кровля сульфатной толщи резко погружается под рыхлые аллювиальные, аллювиально-озерные плиоцен-четвертичные отложения. Уменьшаются и глубины огипсования (рис. 2). Данные особенности определяют относительно невысокие средние мощности гипсолитов — 6–15 м, относительно невысокие запасы (1,5–9 млн. т, редко до 25 млн. т), большую мощность автохтонных перекрывающих отложений.

Месторождения Кармаскалинского типа наименее изучены. В отличие от объектов Охлебининского типа они отличаются большими глубинами огипсования ангидритовых пород, составляющими обычно 40–50 м, а иногда и превышающими 80 м (рис. 3). Нижняя граница огипсования, как правило, довольно выдержанная, контролируется абсолютными отметками 130–140 м, но наблюдаются и ангидритовые выступы, в пределах которых мощность огипсованных пород может не превышать 15–20 м, а подошва гипсовых залежей подниматься до абсолютных отметок в 200 м. Характерной особенностью данных объектов является сильная закарстованность продуктивных

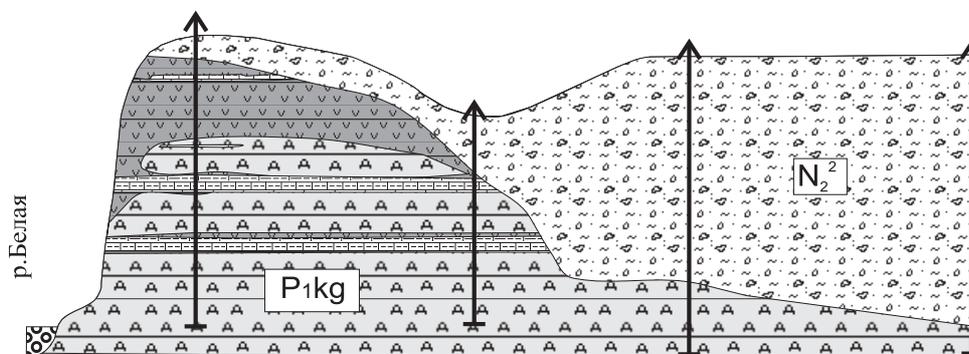


Рис. 2. Разрез Охлебининского месторождения гипса (масштаб: горизонтальный 1:10 000, вертикальный 1:2 500)

Условные обозначения см. на рис. 1

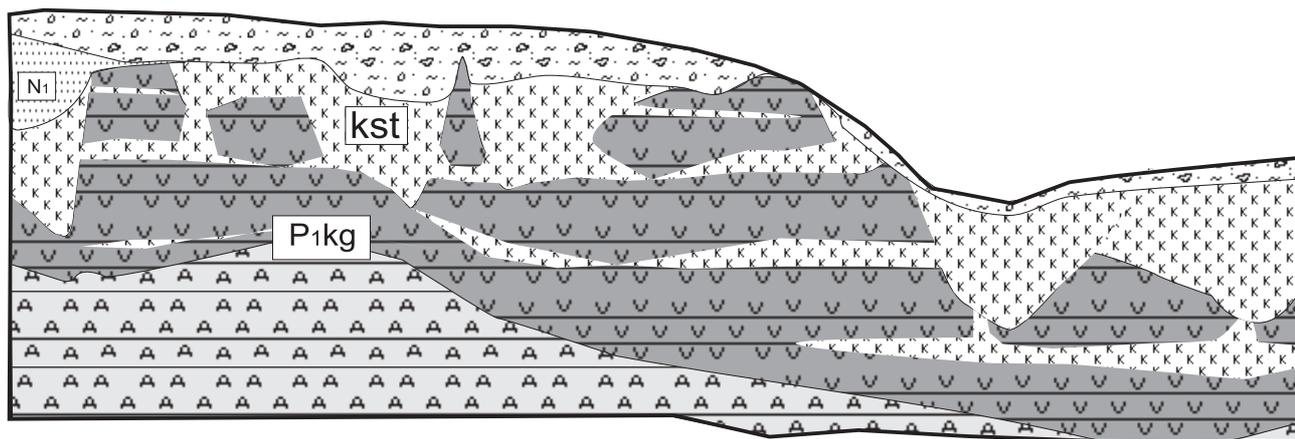


Рис. 3. Разрез Карламашского участка, по данным геофизических исследований (масштаб: горизонтальный 1:10 000, вертикальный 1:2 500)

Условные обозначения см. на рис. 1

толщ. Карст как открытый, так и заполненный дресвянисто-карбонатно-глинистыми микститами, содержащими «замытый» гравийно-галечниково-песчаный материал аллохтонных образований триаса, мела, миоцена. Данная особенность связана с их приуроченностью к реликтовым возвышенностям [3] и миоценовым денудационно-аккумулятивным поверхностям выравнивания, на протяжении длительного времени (по крайней мере с начала плиоцена) активно прорабатывавшимся карстовыми процессами.

Наряду с отличиями для всех объектов в пологозалегающих сульфатных комплексах характерны и общие черты:

- контроль глубин огипсования условной поверхностью с абсолютными отметками 130–110 м, полого наклоненной к центральным частям речных долин;
- локальный характер гипсовых объектов, с резкими уступообразными границами с вмещающими аллохтонными рыхлыми или карстовыми образованиями. По-видимому, «уступы» образованы в процессе карстообразования, и лишь «доработаны» эрозионными процессами в ходе формирования речных долин и последующего их заполнения в аккумулятивные стадии.

Поиск месторождений в таких условиях сводится к поиску реликтовых массивов, не «съеденных» карстовыми процессами. Шансы обнаружения таких массивов возрастают при наличии «барьеров», отделяющих возвышенные области выходов сульфатолитов от зон активной разгрузки подземных вод (Селеукское месторождение).

Прогнозирование таких месторождений невозможно без ответа на два «теоретических» вопроса:

- когда и в каких условиях наиболее активно происходило огипсование ангидритов?
- как соотносятся процессы огипсования и карстообразования?

Представляется, что на решении именно этих проблем должны быть сосредоточены усилия специалистов «гипсовой геологии».

### Литература:

1. Данукалова Г.А. Уточненная региональная стратиграфическая схема квартера Предуралья и основные события на территории Южно-Уральского региона // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2010. – Т. 18, № 3. – С. 107–124.
2. Даровских Н.И., Кудряшов А.И. Геология и поиски месторождений подделочного гипса. – Пермь: ГИ УрО РАН, 2001. – 161 с.
3. Методические рекомендации по изучению карста при поисках и разведке месторождений карбонатных пород. – Казань: ВНИИГеолнеруд, 1987. – 97 с.
4. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. – Т. 1. – 203 с.

## ЯДЕРНО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ПРОМЫШЛЕННЫХ ПРОДУКТОВ САТПАЕВСКОЙ ОБОГАТИТЕЛЬНОЙ ФАБРИКИ № 3 ТОО «КОРПОРАЦИИ КАЗАХМЫС»

*О.С. Ефименко<sup>1</sup>, С.А. Ефименко<sup>2</sup>, Е.Н. Диханов<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> *НТУ Харьковский политехнический университет, г. Харьков*

<sup>2</sup> *ТОО «Корпорация Казахмыс», г. Жезказган, Казахстан; E-mail: serg\_yef@mail.ru*

ТОО «Корпорация Казахмыс» (Kazakhmys LLC), входящее в первую десятку крупнейших медных компаний мира, обрабатывает медьсодержащие полиметаллические месторождения Казахстана. В состав корпорации входят четыре филиала: ПО «Жезказганцветмет», ПО «Балхашцветмет», ПО «Карагандацветмет» и ПО «Востокцветмет», 12 рудников подземной разработки, 5 рудников открытой разработки, 9 обогатительных фабрик, 2 медеплавильных завода.

Основной объем добычи руды обеспечивают шахты рудничной промышленной площадки ПО «Жезказганцветмет», разрабатывающие месторождение медистых песчаников Жезказган. Месторождение характеризуется полиметаллическим типом оруденения (основные промышленные компоненты: Cu, Pb, Zn; сопутствующие промышленные компоненты: Ag, Re, Cd, S, Os; второстепенные компоненты: Co, Ni, Mo, Sn, Bi, As, Sb, Te, Se, Ga, In, Tl, Ge, Pd, Pt, Hg) и четырьмя технологическими сортами руд: медные сульфидные, комплексные (Cu-Pb, Cu-Pb-Zn), свинцовые (Pb, Pb-Zn, Zn) и смешанные (сульфидно-окисленные).

Многокомпонентный состав руд месторождения предопределил актуальность организации мониторинга за вещественным и валовым элементным составом промышленных продуктов переработки руд. Такой мониторинг удалось организовать с появлением в корпорации аналитической базы, которую составили лабораторные энергодисперсионные рентгенофлуоресцентные спектрометры РЛП-21 и РЛП-21Т.

РЛП-21 выпускается ТОО «Аспап Гео» (г. Алма-Ата, Казахстан) и позволяет определять содержания в порошковых пробах руд 34 элементов. РЛП-21 комплектуется Si-Li полупроводниковым детектором (ППД), охлаждаемым жидким азотом, радионуклидами америций-241 типа ИГИА-3М, промежуточной мишенью (барий или цезий), компьютером и принтером; уникальным по сложности и возможностям программным обеспечением. Отличительные особенности РЛП-21:

1. Универсальная методика, позволяющая проведение анализа по принципу «объекты анализа разные — градуировка одна».

2. Высокоэффективный идентификатор аналитических линий элементов (идентификация линий идет по 14 параметрам). РЛП-21 без проблем справляется с тестом на государственном стандартном образце руды ГСО-3597, содержащем As (3,96%) и не содержащем Pb (линии AsK $\alpha$  и PbL $\alpha$  имеют одинаковую энергию 10,5 кэВ): «ложной» аномалии свинца от мышьяка нет ( $C_{As} = 3,92\%$ ;  $C_{Pb} = 0,009\%$ ).

3. III категория точности ПРАП (точность рядового химического анализа) по ОСТ 41-08-205-04 для: Ag (достигнута в девятнадцати ГСО из двадцати двух, имеющихся в наличии); Zn (17/17); Pb (16/16); Cu и Fe (13/13); Cd (11/11); Ba (10/10); Sr (7/7); Se (6/6); Mn (5/7); As, In и Mo (4); Ni и Sb (3); Bi, Ga, Y, Rb, Nb, Th, U (1/1). Спектрометр обеспечивает IV категорию ПРАП на Ag в ГСО 4822 ДВГ (0,40 ppm) и ГСО 8076 (0,67 ppm).

4. Низкие пределы обнаружения элементов (рассчитаны по критерию  $3\sigma$ ): Ag 1,2 ppm (ГСО-3029;  $C_{Ag} = 2,1$  ppm), Cd 1,35 ppm (ГСО-4822 ДВГ;  $C_{Cd} = 5,0$  ppm); Zn 0,0058% (ГСО-2887;  $C_{Zn} = 0,011\%$ ), Pb 0,0084% (ГСО-2887;  $C_{Pb} = 0,037\%$ ). РЛП-21 отлично работает на рудах месторождения Нурказган, содержащих в среднем 2,8 ppm Ag и 40,0 ppm Mo. Ни один серийный EDXRF спектрометр на столь бедных рудах работать не может.

С 2011 г. введена в эксплуатацию четвертая модификация EDXRF спектрометра РЛП-21Т. РЛП-21Т — это дрейфовый полупроводниковый детектор (SDD) площадью около 25 мм<sup>2</sup> и толщиной 300–500 микрон (охлаждение — термохолодильник Пельтье); рентгеновская трубка VF-50J Rh (50 Вт) фирмы Varian Medical Systems (США); экспозиция измерений 150 сек; облучение кюветы

с пробой — сверху; турель на 9 кювет. Детектор обеспечивает разрешение 150 эВ по линии 5,9 кэВ при загрузке 100 кГц. Мишень из теллура. Время формирования импульса 1,6 мкс. Сигнал полностью оцифровывается. Важной отличительной особенностью спектрометра является режим поддержания на постоянном и высоком (90000 имп/с) уровне загрузки спектрометрического тракта.

В обычном режиме РЛП-21Т обеспечивает РФА проб руд на 31 элемент: Cu, Pb, Zn, Ag, Cd, Mo, Fe, Se, As, Ba, W, Bi, Ti, Cr, Mn, V, Ni, Al, Si, S, Ca, Ga, Br, Sr, Zr, Rb, Y, Nb, Pd, U, Th в одном режиме без применения вакуумного насоса и инертного газа для РРОП на легкие элементы. Такую возможность обеспечивает специальная конструкция зондового устройства датчика спектрометра.

Один из спектрометров РЛП-21Т оснащен опцией «РРОП на рений». Данная опция позволяет определять 19 элементов: Re, Ge, Cu, Zn, Pb, K, Ca, Ti, Cr, V, Mn, Fe, Co, Ni, As, Se, Ba (оценка), S (оценка), W при экспозиции измерений 500 с. Для оптимизации условий возбуждения линий  $ReL\beta_1$  и  $GeK\beta$  и повышения чувствительности РРОП на эти элементы в конструкцию РЛП-21Т введена дополнительная промежуточная мишень из рубидия.

Наличие спектрометров РЛП-21 и РЛП-21Т и позволило организовать длительный мониторинг элементного и валового состава промышленных продуктов Сатпаевской обогатительной фабрики № 3 (СОФ-3), несущий важную экологическую составляющую. Объектами исследований были среднесуточные пробы исходной руды, медного концентрата и отвального хвоста. Строились динамические ряды содержаний основных, сопутствующих и ряда других элементов. Три динамических ряда Pb, Zn и Cd в отвальном хвосте приведены на рис. 1. В таблицу сведены средние за время мониторинга содержания металлов.

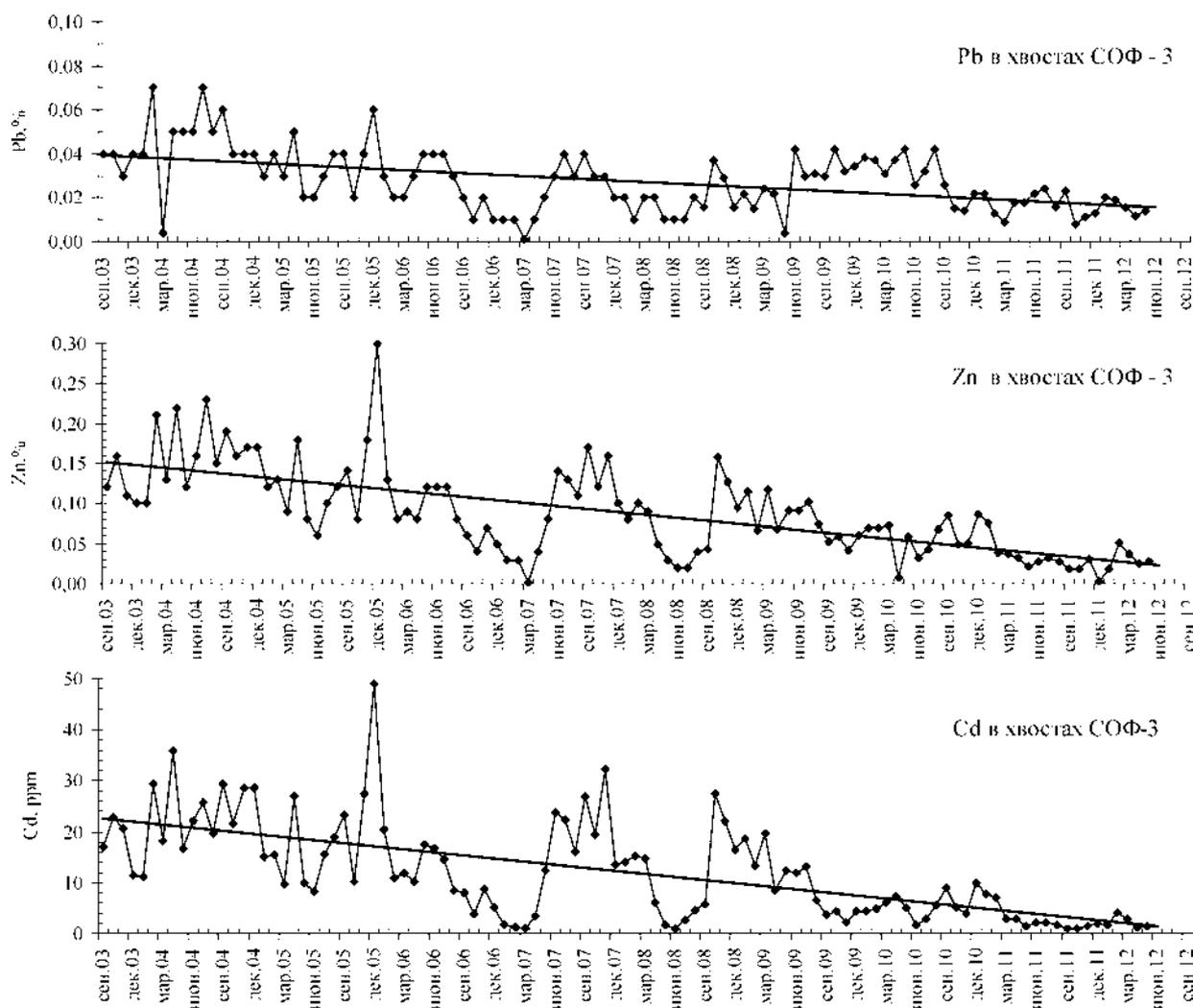


Рис. 1. Динамические ряды содержаний Pb, Zn и Cd в хвостах СОФ-3

Таблица

**Данные мониторинга промышленных продуктов СОФ-3  
на спектрометрах РЛП-21 и РЛП-21Т (по состоянию на 01.08.2012 г.)**

Средние по выборкам содержания металлов, % (* – ppm)									
Cu	Pb	Zn	Ag*	Cd*	W*	Bi*	As*	Ti	Fe
1. Концентрат (с 18.12.2001 г., 3681 проба)									
26,71	3,70	6,61	499,0	1079,2	1029	185	160	0,30	6,89
2. Исходная руда (с 17.04.2002 г., 3579 проб)									
1,04	0,165	0,341	20,2	51,4	63	20	32	0,32	2,79
3. Отвальные хвосты (с 25.08.2003 г., 3097 проб)									
0,112	0,028	0,088	3,4	12,0	25	13	17	0,32	2,64

В процессе мониторинга было зафиксировано «событие», идентифицированное, как «замена поставщика руды на СОФ-3». Так, на временном промежутке 8÷31.02.2012 г. динамические ряды содержаний наблюдаемых металлов указали на резкое увеличение содержаний меди, свинца и кадмия в исходной руде при одновременном снижении содержаний цинка и серебра (рис. 2а). Аналогичные изменения претерпели содержания этих металлов в медном концентрате, хотя содержание меди осталось на прежнем уровне (рис. 2б). Обращение в ОТК прояснило картину: с 8÷31.02.2012 г. на СОФ-3 поступала на переработку руда с рудника Жаман-Айбат.

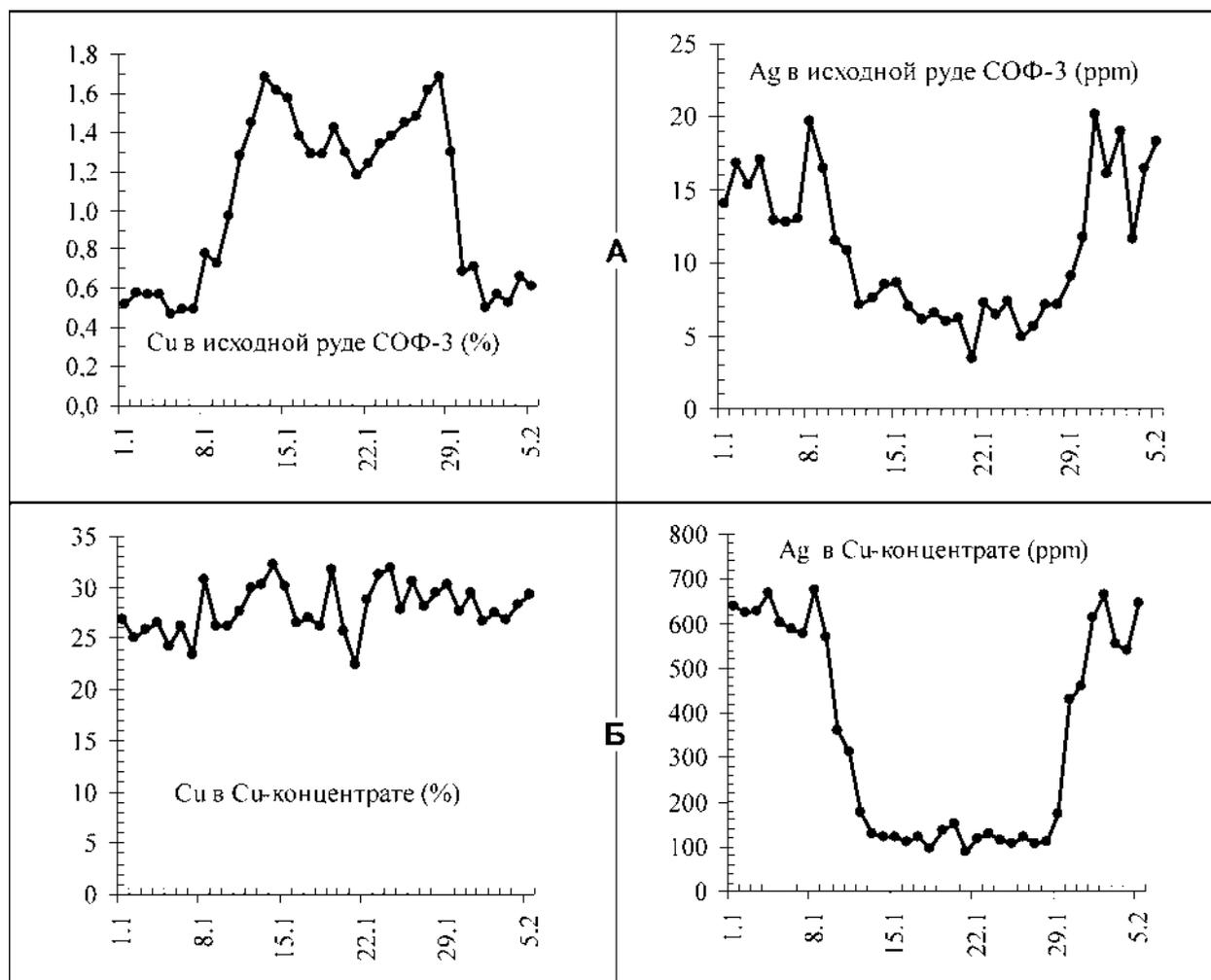


Рис. 2. Фрагменты динамических рядов содержаний Cu и Ag в исходной руде (А) и Cu-концентрате (Б) СОФ-3

С помощью спектрометров РПП-12, РЛП-21 и РЛП-21Т удалось организовать эффективный экологический мониторинг на таких сложных, характеризующихся большим размахом содержаний всех промышленных и мешающих компонентов, полиметаллических месторождениях, как: золото-медно-порфириновое месторождение Нурказган (Cu, Au, Ag, Mo, Se, S), колчеданно-медно-свинцово-цинковые месторождения Кусмурын (Cu, Zn, Pb, Au, Ag, Cd, Se, Te, S) и Акбастау (Cu, Zn, Pb, Au, Ag, Cd, Se, S, Te), золото-колчеданно-медно-свинцово-цинковое месторождение Абыз (Pb, Zn, Cu, Au, Ag, S, Se, Te, Cd, In, Hg), Саякская группа медно-скарновых месторождений (Cu, Mo, Fe, Au, Ag, Bi, Te, Se, Re), медно-порфириновое месторождение Шатырколь (Cu, Mo, Au, Ag, Te, Se, U), а также на Балхашской, Нурказганской и Карагайлинской обогатительных фабриках, перерабатывающих руды этих месторождений.

Таким образом, огромная медная корпорация Казахстана стала работать с использованием ядерно-геофизических технологий опробования руд (ЯГФТОР) в качестве фактически основного инструмента геологического мониторинга горных работ. Информационная база, создаваемая ЯГФТОР, представляет собой также и источник уникальной и достоверной информации, которую предстоит рационально использовать экологическим службам корпорации.

## ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА В ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСАХ ЗОНЫ ГЛАВНОГО УРАЛЬСКОГО РАЗЛОМА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

*С.Е. Знаменский<sup>1</sup>, С.В. Мичурин<sup>1</sup>, Н.Н. Анкушева<sup>2</sup>*

*<sup>1</sup> Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа*

*<sup>2</sup> Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс*

Авторами доклада проведены комплексные структурно-тектонифизические, петрофизические, изотопно-геохимические и термобарогеохимические исследования на месторождениях и рудопроявлениях золота Миндякского рудного поля, Убалинской и Орловской рудоносных зон, залегающих в осадочных и вулканогенно-осадочных комплексах башкирской части зоны Главного Уральского разлома (ГУР). Результаты выполненных исследований позволили выделить три геолого-генетических типа месторождений золота, различающихся источниками рудообразующих флюидов и рудных компонентов: 1) гидротермально-плутоногенный; 2) гидротермально-метаморфогенно-плутоногенный и 3) гидротермально-метаморфогенный.

**Гидротермально-плутоногенный тип.** К этому типу в южноуральском сегменте зоны ГУР относятся мелкие месторождения и рудопроявления Убалинской зоны. Рудоносная зона в структурном отношении представляет собой надвиговую тектоническую пластину, сложенную углеродсодержащими осадочными и вулканогенно-осадочными породами (D<sub>2-3</sub>). Последние прорваны дайками субщелочных габбро, сиенитов и граносиенитов Балбукского комплекса малых интрузий и даек (C<sub>2</sub>-P). Надвиговая пластина содержит золоторудную минерализацию в интервале пересечения ее более поздней Орловско-Выдринской левосторонней тектонической зоной близмеридионального простирания. В пределах этого интервала разведаны и частично отработаны золото-сульфидные Среднеубалинское месторождение и рудопроявления Порфирировая дайка, Северо-, Верхне- и Южноубалинское. Рудные тела представляют собой зоны вкрапленной сульфидной и прожилково-вкрапленной сульфидно-карбонат-кварцевой минерализации. Главными рудными минералами являются пирит и самородное золото. На примере Верхнеубалинского рудопроявления выяснено, что размещение золотого оруденения Убалинской зоны контролировалось сдвиговыми деформациями.

Данные изучения изотопного состава серы рудного пирита, кальцита из золотоносных карбонат-кварцевых прожилков, фазового состава солевых систем во включениях по методике

А.С. Борисенко [1] и распределения РЗЭ в пирите, околорудных метасоматитах и дайках свидетельствуют в пользу магматогенного источника рудообразующих флюидов и минерального вещества при формировании Убалинских месторождений и проявлений.

По изотопному составу серы пирит рудных тел характеризуется незначительным отклонением от метеоритного стандарта. Его значения  $\delta^{34}\text{S}$  варьируют в небольших пределах от  $-3,9$  до  $-0,1\%$ , что отличает серу магматического происхождения [6].

Значения  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  кальцита из рудоносных карбонат-кварцевых прожилков варьируют от  $-8,3$  до  $-4,5\%$  и от  $13,4$  до  $16,1\%$  соответственно. Расчет по уравнениям фракционирования в системах «кальцит –  $\text{CO}_2$ » и «кальцит –  $\text{H}_2\text{O}$ » с учетом данных о температуре отложения карбонат-кварцевых прожилков на рудопроявлениях  $230\text{--}260^\circ\text{C}$  показывает, что изотопные составы С и О рудоносного флюида близки к углероду и кислороду магматического происхождения [6].

По солевому составу минералообразующие растворы относятся к водно-хлоридным с преобладанием солей  $\text{MgCl}_2$ ,  $\text{KCl}$ ,  $\text{NaCl}$  и  $\text{FeCl}_2$ . Сложный состав растворов с участием солей Mg и Fe и повышенная соленость ( $4\text{--}9,5$  мас. % в пересчете на  $\text{NaCl}$ ) являются характерной особенностью рудоносных гидротерм магматического происхождения. Такие параметры рудообразующих растворов установлены, например, на Кочкарском месторождении, залегающем в Пластовском массиве плагиогранитов [5].

РЗЭ в дайках, околорудных метасоматитах и рудном пирите имеют одинаковые спектры распределения, отличающиеся дефицитом тяжелых лантаноидов и незначительной отрицательной Eu аномалией, что позволяет с большой долей уверенности предполагать генетическую (парагенетическую) связь золотого оруденения Убалинской зоны с Балбукским интрузивным комплексом.

**Гидротермально-метаморфогенно-плутоногенный тип** представлен золото-сульфидным месторождением Миндяк. Оно расположено в узле пересечения региональных коллизионных разломов: северо-восточного надвига и наложенной на него тектонической зоны малоамплитудных левых сдвигов и косых разрывов близмеридионального простирания. Рудовмещающий интервал надвига состоит из субширотного правого и северо-западного левого трансферных сдвигов, ограничивающих месторождение с севера и юга соответственно, и системы чешуйчатых западновергентных взбросо-надвигов, образовавшихся между трансферами на северо-западном крыле антиформы. В антиформу смят пакет тектонических пластин.

Рудные тела представляют собой зоны весьма сложной морфологии, сложенные ранней прожилково-вкрапленной пиритовой и более поздней прожилковой сульфидно-карбонат-кварцевой минерализацией. Оруденение локализовано во вторичных разрывах правосдвиговой зоны, образовавшейся на месте взбросо-надвиговой пластины.

На месторождении отчетливо выражен литологический контроль оруденения. Оно локализовано в тектонической пластине полимиктового олистодрома, а в его пределах — в олистоплаках диабазов и их брекчий. Литологический контроль в значительной мере обусловлен петрофизическими и геохимическими факторами. Полимиктовый олистодром представляет собой гетерогенную в петрофизическом отношении среду, характеризующуюся сочетанием пластично-малопрочных углеродсодержащих глинисто-кремнистых пород цемента ( $\mu = 0,26$ ;  $V_p = 4,83$  км/с;  $V_s = 2,76$  км/с;  $G = 19,7$  ГПа;  $E = 49,5$  ГПа) и олистоплаков вязко-прочных известняков ( $\mu = 0,28$ ;  $V_p = 6,06$  км/с;  $V_s = 3,36$  км/с;  $G = 30,8$  ГПа;  $E = 78,8$  ГПа); пластично-малопрочных антигоритовых серпентинитов ( $\mu = 0,30$ ;  $V_p = 4,91$  км/с;  $V_s = 2,63$  км/с;  $G = 18,5$  ГПа;  $E = 48,1$  ГПа) и хрупко-прочных диабазов ( $\mu = 0,22$ ;  $V_p = 5,41$  км/с;  $V_s = 3,24$  км/с;  $G = 29$  ГПа;  $E = 70,8$  ГПа), содержащих в межподушечном пространстве весьма пластичные брекчии ( $\mu = 0,34$ ). Среди пород олистодрома наиболее благоприятными для формирования разрывных структур были олистоплаки диабазов и их брекчий. Сочетание контрастных по физико-механическим свойствам хрупко-прочных и пластичных пород способствовало образованию в рудовмещающих олистоплаках зон расслабления (в брекчиях) и трещиноватости и мелких разрывов (в диабазах). Развитие этих разрывных структур сопровождалось формированием кварц-хлорит-серицитовых сланцев и ранней прожилково-вкрапленной пиритовой минерализации. Рудовмещающие сланцы по упруго-прочностным и хрупко-пластическим параметрам отвечают хрупко-малопрочному петрофизическому типу пород ( $\mu = 0,14$ ;  $V_p = 4,46$  км/с;  $V_s = 2,87$  км/с;  $G = 23,6$  ГПа;  $E = 53,9$  ГПа), в связи с чем они были благоприятными для реализа-

ции хрупких деформаций и формирования поздней сульфидно-кварц-карбонатной прожилковой минерализации.

Геохимические факторы, способствовавшие локализации оруденения в олистостроме, связаны с присутствием в его цементе сингенетичной сульфидной минерализации. Она представлена глобулярным и конкреционным пиритом. Изотопный состав серы сингенетичного пирита ( $\delta^{34}\text{S}_{\text{Sр}} = -25,3$  до  $-5,2\text{‰}$ ) указывает на его осадочно-биогенное происхождение. Одинаковые спектры распределения РЗЭ в углеродсодержащем цементе олистострома, сингенетичном ему пирите и рудном пирите, отличающиеся накоплением легких лантаноидов и наличием европиевого минимума, позволяют предполагать, что при формировании продуктивного на золото оруденения происходил процесс мобилизации рудных компонентов из окружающего пространства. Главные рудовмещающие породы месторождения — диабазы характеризуются принципиально другим спектром распределения РЗЭ. В основных вулканитах установлено преобладание тяжелых лантаноидов по отношению к легким. Eu аномалия в них отсутствует или выражена крайне слабо.

По изотопному составу серы рудного пирита ( $\delta^{34}\text{S} = -0,1...2,9\text{‰}$ ), углерода ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} = -7,1...-6,2\text{‰}$ ) и кислорода карбоната ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 9,6...10,3\text{‰}$ ) [2], углерода углекислоты, извлеченной из флюидных включений кварца ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} = -7,8...-6,2\text{‰}$ ), а также кислорода кварца и альбита околорудных метасоматитов ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 6,3...8,2\text{‰}$ ) [4] рудоносный флюид отвечает магматическому. Магматический источник достоверно не установлен.

**Гидротермально-метаморфогенный тип** изучен нами на примере золото-сульфидно-кварцевого Орловского месторождения. Оно залегает в зоне чешуйчатого надвига юго-восточного падения, образовавшегося вдоль северо-западной границы тектонической пластины карбонатных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород ирендыкской свиты ( $\text{Def}_1$ ). Девонские породы в зоне надвига сильно рассланцованы и метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Наиболее интенсивно динамометаморфические процессы проявились в блоке, ограниченном Орловским (с севера) и Асфандияровским (с юга) трансферными разломами. В этом блоке расположены Орловское и близкое ему по составу и строению Асфандияровское месторождения. Рудные тела здесь представляют собой линейные зоны прожилковой золото-сульфидно-альбит-карбонат-кварцевой минерализации, локализованной во вторичных разрывах чешуйчатого надвига. В период рудообразования по ним происходили правые сдвиги-взбросовые движения. Формирование золоторудной минерализации мы связываем с регрессивной стадией зеленосланцевого метаморфизма. На метаморфогенный генезис месторождения указывают данные по изотопному составу серы рудного пирита, углерода и кислорода карбонатов и фазовый солевой состав рудообразующих растворов, что более подробно рассмотрено в [3] (см. настоящий сборник).

*Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ и АН РБ (гранты 11-05-97021-р\_поволжье\_а, 12-05-31092), ФЦП Минобрнауки (ГК П 237) и проекта молодых ученых и аспирантов УрО РАН (№ 11-5-НП-554).*

#### Литература:

1. **Борисенко А.С.** Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. — 1977. — № 8. — С. 16–28.
2. **Мичурин С.В., Знаменский С.Е.** Источники вещества золоторудного месторождения Миндяк: анализ изотопно-геохимических данных // Металлогения современных и древних океанов—2012. Гидротермальные поля и руды. — Миасс: ИМин УрО РАН, 2012. — С. 169–173.
3. **Мичурин С.В., Анкушева Н.Н., Знаменский С.Е.** Изотопные и термобарогеохимические особенности пирита и кальцита Орловского золото-сульфидно-кварцевого месторождения (Южный Урал) // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Матер. IX Межрег. науч.-практ. конф. Уфа, ноябрь, 2012, — Уфа: ДизайнПресс, 2012. — С. 166–169.
4. **Мурзин В.В., Бортников Н.С., Сазонов В.Н.** Эволюция изотопного состава углерода и кислорода карбонатов и рудообразующего флюида Миндякского золоторудного месторождения // Ежегодник—2001 / ИГиГ УрО РАН. — Екатеринбург, 2002. — С. 252–254.
5. **Прокофьев В.Ю., Спиридонов Э.М.** Состав метаморфогенных флюидов и условия преобразования руд Кочкарского золоторудного месторождения (Южный Урал) // Петрография на рубеже XXI века: Матер. II Всерос. петрогр. совещ. — Сыктывкар, 2005. — Т. 3. — С. 88–90.
6. **Фор Г.** Основы изотопной геохимии. — М.: Мир, 1989. — 590 с.

## ТИПЫ ДЕФОРМАЦИОННЫХ СТРУКТУР КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАГНИТОГОРСКОЙ МЕГАЗОНЫ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

*С.Е. Знаменский, Н.М. Знаменская  
Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа*

Закономерности палеовулканического контроля колчеданного оруденения Южного Урала детально охарактеризованы в ряде работ [2–5 и др.]. В тоже время роль послевулканических деформационных процессов в формировании геологических структур колчеданных месторождений региона изучена недостаточно полно, что оказывает негативное влияние на эффективность проводимых поисково-разведочных и эксплуатационных работ. Актуальными остаются вопросы, касающиеся геодинамических режимов, механизмов образования и стадийности развития деформационных структур месторождений этого типа.

По данным авторов доклада, деформационные структуры колчеданных месторождений Магнитогорской мегазоны представляют собой коллизионные полигенно-полихронные образования, объединяющие ранние надвиговые и поздние сдвиговые ассоциации структурных элементов. Выделяются две группы месторождений, в первой из которых ведущую роль в формировании тектонических структур играют надвиговые, а во второй — сдвиговые деформации.

На месторождениях первой группы выявлены следующие типы деформационных структур: 1) ассоциированные складки, 2) шовные антиклинали, 3) надвиги и взбросо-надвиги.

1. *Ассоциированные складки* представляют собой складчатые структуры сундучной формы, образованные двумя смежными кинк-бандами. В складки этого типа смяты рудные тела Учалинского и Новоучалинского месторождений, а также Стержневая залежь Гайского месторождения. На примере Учалинского месторождения выявлено, что образование ассоциированных складок связано с особенностями строения колчеданоносных вулканических построек, а именно — с наличием двух уровней вулкано-купольных структур, разделенных зонами стратифицированных метасоматитов. На месторождении Учалы в ассоциированную складку смяты колчеданная залежь и подстилающий ее верхний эффузивно-экструзивный купол, а зона метасоматитов играет роль детачмента.

2. *Шовные антиклинали*. Складка такой формы определяет геологическое строение Учалинского рудного поля. В пределах рудного поля реконструирована линейная сильно сжатая антиклиналь близ-меридионального простирания, осевая зона которой осложнена серией взбросов западного падения. Разломы в подрудной части разреза наследуют зону синвулканического разлома, а в надрудной — область фациального выклинивания вулканогенных комплексов. Основным механизмом образования шовной антиклинали было латеральное сжатие и взбросовые движения по вдольосевым разломам.

3. *Надвиги и взбросо-надвиги* служат главными элементами деформационных структур Бакр-Узякского, Балта-тауского, Бурибайского и Гайского месторождений. На первых трех колчеданных объектах заложение надвиговых и взбросо-надвиговых нарушений сопровождалось образованием в висячих крыльях антиклинальных складок волочения. В частности, на Балта-тауском месторождении наиболее крупные Центральная и Юго-Восточная колчеданные залежи смяты в антиклинальные складки, сформировавшиеся в висячих крыльях двух взбросо-надвигов восток–северо-восточного падения. Разломы, проходящие вдоль западных флангов рудных тел, наследуют в подрудной части разреза зоны рудоподводящих каналов. На Бакр-Узякском месторождении высокоамплитудные перемещения по листрическому надвигу западного падения привели к формированию бескорневой аллохтонной антиклинали. Ядро складки выполнено серицит-кварцевыми метасоматитами, вмещающими тела массивных и прожилково-вкрапленных колчеданных руд. Колчеданные залежи располагаются на одном стратиграфическом уровне, который отчетливо трассирует антиклинальную структуру.

На Гайском месторождении в процессе образования высокоамплитудного надвига восточного падения рудные залежи и вмещающие их вулканогенные комплексы подверглись интенсивному будинированию.

Формирование поздних сдвиговых структурных парагенезисов на месторождениях первой группы в значительной мере связано с реактивированными горизонтальными движениями по ранее образованным надвигам и взбросам. На большинстве месторождений сдвиговые деформации осуществлялись в условиях левосторонней транспрессии или транстенсии того же знака. Для транспрессивных структурообразующих обстановок характерны парагенезисы мелких конических складок и малоамплитудных косых разрывов, имеющих больший азимут простирания по сравнению с реактивированными взбросо-надвиговыми нарушениями (месторождения Балта-тау, Бурибай и Гай). Существенного влияния на общую структуру месторождений они не оказывают. Исключением является месторождение Бакр-Узяк, на котором сформировалась крупная левосдвиговая транспрессивная зона с дуплексной инфраструктурой, проходящая через фронтальную часть листрического надвига.

Структуры, образовавшиеся в режиме левосторонней транстенсии, установлены на Учалинском месторождении. В этом режиме на месторождении последовательно сформировались: 1) дайки габбро-диоритов с К-Аг абсолютным возрастом 300 млн. лет [1], локализованные в северо-западных левых и северо-восточных правых сдвигах; 2) пологие и крутопадающие на северо-запад дайки габбро и габбро-порфириров; 3) многочисленные кварцевые и эпидот-кварцевые жилы, выполняющие разноориентированные трещины, в основном отрывы. По ранее образованным вдольосевым взбросам вначале произошли левосдвиговые смещения, а впоследствии — сбросо-сдвиговые движения. Позднее транстенсивный режим сменился условиями правосторонней транспрессии, с которыми связаны повторные правосдвиговые движения по вдольосевым взбросам, сопровождавшиеся формированием конических складок и косых разрывов северо-западного простирания.

На месторождениях второй группы изучены два типа деформационных структур: 1) сдвиги с оперяющими разрывами и 2) взбросы и надвиги, сопряженные с региональными левыми сдвигами. Структуры раннего надвигового парагенезиса или не сохранились на этих месторождениях или проявлены крайне слабо и не поддаются диагностике.

1. *Сдвиги с оперяющими разрывами.* К структурам этого типа относится мелкое Южноконтрольное месторождение. В его пределах в условиях левосторонней транспрессии образовался дугообразный сдвиг северо-западного простирания и оперяющие его взбросо-сдвиги близмеридионального простирания. Вмещающие вулканогенные породы местами оказались смятыми в конические складки волочения.

2. *Надвиги и взбросы, сопряженные с региональными левыми сдвигами* характерны для колчеданных месторождений Александринского рудного района, расположенного на восточном фланге Магнитогорской мегазоны. Например, на Александринском месторождении основным элементом деформационной структуры служит надвиг южного падения. Он входит в систему вторичных чешуйчатых широтных разрывов, разрушающих сдвиговый дуплекс сжатия. Дуплекс локализован на правоступенчатом перекрытии двух региональных левосторонних разломов меридионального простирания: Аблязовского (Сабановского) и расположенного восточнее Западно-Фестивально-Александринского. Так же, как и на Учалинском месторождении, левосдвиговые дислокации сменились здесь условиями правосторонней транспрессии, обусловившими реактивированные движения по надвигу с левым знаком. Повторные смещения по разлому привели к формированию вторичного парагенезиса мелких надвигов северо-западного простирания.

Еще одним примером деформационных структур этого типа является Бабарыкинское месторождение. Геологическое строение месторождения определяет взбросо-надвиг северо-западного падения. Вулканогенные породы и рудная залежь в его висячем крыле смяты в антиклинальную складку волочения. Разлом относится к группе вторичных бивергентных надвигов, взбросов и косых разрывов, образующих внутри зоны Аблязовского транспрессивного сдвига позитивную цветочную структуру.

Установленные закономерности формирования и эволюции тектонических структур колчеданных месторождений отражают геодинамику океанического сектора Южного Урала на этапе общей коллизии. Этот этап характеризовался проявлением трех главных стадий тектогенеза: 1) надвигообразования ( $C_2$ ), 2) сдвигообразования в режиме левосторонней транспрессии ( $C_2-P$ ) и 3) сдвигообразования в режиме правосторонней транспрессии ( $Mz_1$  ?) [1].

**Литература:**

1. Знаменский С.Е. Структурные условия формирования коллизионных месторождений золота восточного склона Южного Урала. — Уфа: Гилем, 2009. — 348 с.
2. Кривцов А.И. Палеовулканизм эвгеосинклинальных зон Урала и колчеданообразование. — М.: Недра, 1979. — 168 с.
3. Прокин В.А. Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. — М.: Недра, 1977. — 174 с.
4. Серавкин И.Б. Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. — М.: Наука, 1986. — 268 с.
5. Червяковский Г.Ф. Среднепалеозойский вулканизм восточного склона Урала. — М.: Наука, 1972. — 258 с.

## **К ПОИСКАМ НЕФТИ И ГАЗА В ПОДАЛЛОХТОННЫХ СТРУКТУРАХ ЮЖНОГО УРАЛА**

*Р.А. Исмагилов*

*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа; rustem\_ismagilov@bk.ru*

В настоящее время все крупные месторождения в Волго-Уральской области находятся на завершающей стадии разработки, а добыча нефти сокращается. Одной из возможностей стабилизации и увеличения добычи углеводородов является открытие новых месторождений в области складчатого Урала. Здесь известен ряд крупных межгорных впадин, выполненных мощными толщами осадочных пород, перспективных для поисков углеводородного сырья. На Южном Урале к ним относятся Зилаирский синклиниорий, Присакмарская зона и Кизильская зона Магнитогорского синклинория.

Зилаирский синклиниорий западного склона Южного Урала расположен на стыке трех крупных тектонических единиц: Башкирского антиклинория, зоны Уралтау и Предуральского краевого прогиба. Протяженность синклинория в пределах Башкортостана 270 км, ширина 60 км (рис. 1). На поверхности он сложен породами девона, карбона и нижней перми, сменяющимися друг друга с востока на запад, в сторону Предуральского прогиба. В бассейне р. Белой вдоль западного крыла Зилаирского синклинория прослеживаются отложения силура и ордовика, трансгрессивно и с угловым несогласием налегающие на различные толщи рифейской группы Башкирского антиклинория.

Данные детальных геологических съемок, бурения глубоких скважин и сейсморазведки показали, что палеозойские образования, слагающие Зилаирский синклиниорий, надвинуты с востока на Предуральский краевой прогиб по пологой поверхности [8]. Породы аллохтона и автохтона резко различаются между собой по литологическому составу, тектоническому строению, мощности и стратиграфической полноте. Мощные флишоидные формации с рифогенными известняками нижнего девона в основании располагаются структурно выше карбонатных толщ девона и карбона платформенного типа и моласс ранней перми, слагающих автохтон. В северной (горы Крака) и южной (Сакмарская зона) частях Зилаирского синклинория известны крупные выходы аллохтонных офиолитов, представляющие тектонические останцы древней океанической коры Урало-Сибирского палеоокеана, сохранившиеся от размыва на поверхности зилаирской свиты верхнего девона. На местности они выражены низкогорным рельефом.

Аллохтонный комплекс представлен серией шарьяжных пластин, надвинутых с востока друг на друга. С востока на запад здесь выделяются Мурадымовская, Суюшевская и Суреньская тектонические пластины (рис. 2).

Скважина № 18, пробуренная на Мурадымовском аллохтоне (р. Бол. Ик), вскрыла под ним на глубине нижний карбон и девон, представленный слоистыми известняками платформенного

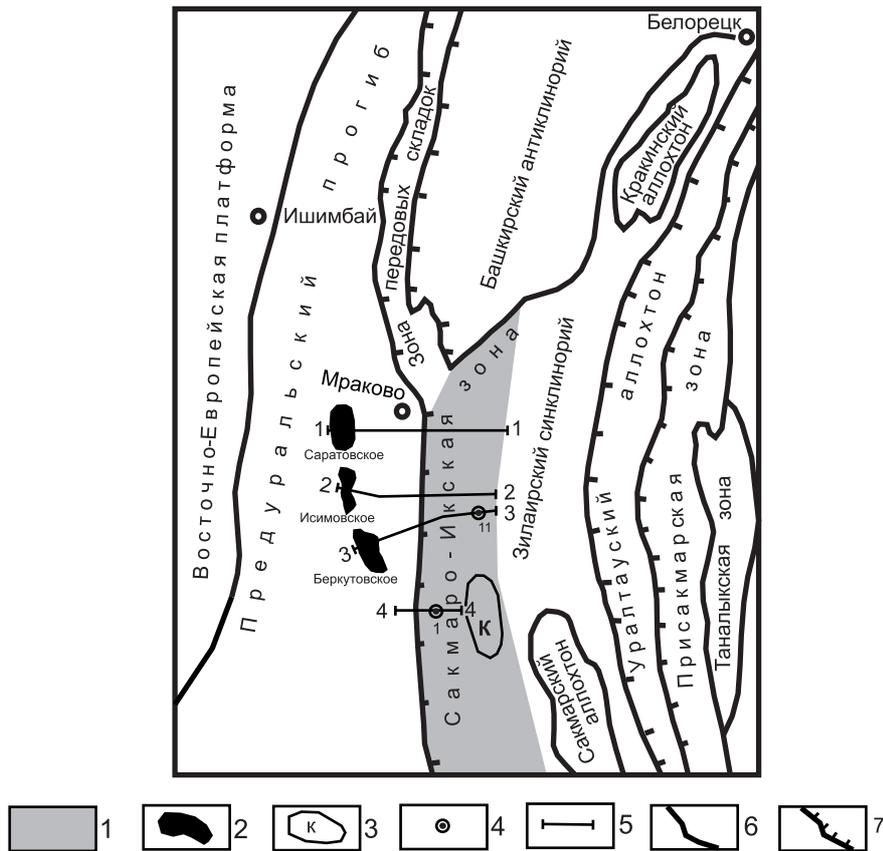


Рис. 1. Схема тектонических структур Южного Урала и Предуралья

**Условные обозначения:** 1 — Сакмаро-Икская зона перспективных подаллохтонных складок; 2 — газоконденсатные месторождения (Саратовское, Исимовское, Беркутовское); 3 — Касмарская антиклиналь; 4 — скважины (1 — Богдановская, 11 — Асташская); 5 — линии профильных разрезов (1-1 — «Мурадымово», 2-2 — «Малая Сурень», 3-3 — «Асташ», 4-4 — «Чумаза»); 6 — границы структурных элементов; 7 — линии надвигов

типа, резко отличающимися от одновозрастных образований Мурадымовского аллохтона, показав тем самым, что платформенные формации нижнего карбона и девона прослеживаются под шарьяжами Зилаирского синклиория к востоку от Предуральского прогиба не менее чем на 20 км.

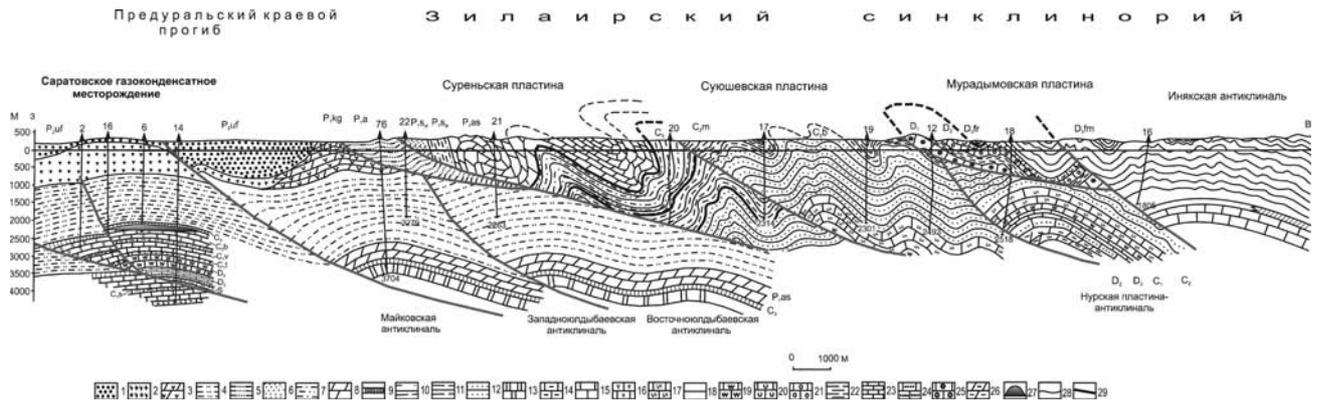
В автохтоне выделяется антиклинальная складка, названная нами Нурской [2]. Свод ее, судя по данным сейсморазведки МОГТ, располагается северо-восточнее скважины № 18. Высота структуры не менее 1000 м. Ширина размаха крыльев в настоящем пересечении около 4 км.

К западу от Нурской структуры под аллохтонами Зилаирского синклиория выявлены антиклинальные складки, по морфологии и литологическому составу слагающих их пород близкие нефтегазоносным структурам Предуральского прогиба. В полосе среднекаменноугольных флишеидных отложений Суюшевской пластины — это Аминатауская и Йа-Синская антиклинальные структуры, а в основании Суреньской пластины — Суреньская антиклиналь, сложенная известняками нижнего карбона и девона.

Далее к западу устанавливаются четыре поднадвиговые складки: Икская, Восточно-Юлдыбаевская, Западно-Юлдыбаевская и Майковская, последняя из которых непосредственно примыкает с востока к Саратовскому газоконденсатному месторождению Предуральского прогиба, геологический разрез и структура которого аналогичны рассмотренным выше складкам [2, 3].

В 20 км южнее расположен профиль глубоких скважин по р. М. Сурень. Соотношение аллохтонной и поднадвиговой структуры в этом пересечении является сходным с вышеприведенным.

На продолжении к югу оси Нурской антиклинали здесь бурением скважин и сейсморазведкой выявлено Асташское поднадвиговое поднятие. Оно состоит из трех тектонических чешуй,



**Рис. 2.** Геологический разрез «Мурадымово» по линии (1–1). Составил Р.А. Исмагилов с использованием данных геологических съемок, бурения скважин и геофизики

**Условные обозначения:** 1 — верхняя пермь, уфимский ярус: красноцветные песчаники, аргиллиты и алевролиты; 2–8 — нижняя пермь (2 — кунгурский ярус: соленосная толща; 3 — кунгурский ярус: загипсованные песчаники, гипсы, прослои доломитов; 4 — ассельско-артинские нерасчлененные: аргиллиты, алевролиты, песчаники; 5 — артинский ярус: аргиллиты, алевролиты, песчаники; 6 — сакмарский ярус, стерлитамакский горизонт: аргиллиты и песчаники; 7 — сакмарский ярус, тастубский горизонт: песчаники, аргиллиты; 8 — ассельский ярус: известняки, мергели, прослои аргиллитов и песчаников); 9–10 — верхний карбон (9 — аргиллиты, мергели, доломиты; 10 — аргиллиты, алевролиты, песчаники); 11–13 — средний карбон (11 — московский ярус: песчаники, алевролиты, аргиллиты с прослоями известняков; 12 — башкирский ярус: аргиллиты, алевролиты, песчаники; 13 — средний карбон нерасчлененный: известняки, доломиты); 14–17 — нижний карбон (14 — серпуховский ярус: доломиты, известняки; 15 — визейский ярус: известняки, доломиты; 16 — турнейский ярус: известняки прослоями глинистые; 17 — нижний карбон нерасчлененный: известняки прослоями глинистые); 18–20 — верхний девон (18 — фаменский ярус, зилаирская серия: аргиллиты и граувакковые песчаники; 19 — фаменский и франский ярусы: известняки серые, слоистые, доломиты; 20 — франский ярус: известняки рифогенные, светлые, массивные); 21–24 — средний девон (21 — живетский и эйфельский ярусы: светлые рифогенные известняки; 22 — эйфельский ярус, мурадымовская свита: аргиллиты, песчаники, прослои известняков; 23 — живетский и бийские слои эйфельского яруса: известняки; 24 — такатинские слои: кварцевые песчаники); 25 — нижний девон: светлые рифогенные известняки; 26 — силур: аргиллиты, алевролиты, песчаники, доломиты; 27 — залежь газоконденсата Саратовского месторождения; 28 — стратиграфические границы; 29 — тектонические контакты

сложенных карбонатными породами девона и карбона, надвинутых друг на друга с востока. К западу от названного поднятия в отложениях нижней перми, карбона и девона выявлены три антиклинали: Восточно-Муслимовская, Муслимовская и Восточно-Зириклинская, примыкающая с востока к Исимовскому газоконденсатному месторождению Предуральского прогиба [3].

В разрезе по р. Асташ, расположенном в 5 км южнее разреза на р. Мал. Сурень, стиль тектоники поднадвига сохраняется.

Скважина № 11, пробуренная на р. Асташ, вскрыла здесь под Мурадымовским аллохтоном две надвинутые друг на друга антиклинали Асташтамакскую и Восточно-Асташтамакскую, сложенные платформенными фациями карбона и девона. Складки эти занимают положение, соответствующее зоне Нурской структуры в разрезе на р. Бол. Ик и Асташской — в разрезе на р. Мал. Сурень. К западу от Асташтамакской антиклинали, как и в рассмотренных выше разрезах, следуют поднадвиговые дислокации, по морфологии аналогичные таковым Предуральского краевого прогиба. Восточно-Муслимовская, Муслимовская и Восточно-Зириклинская из них, являются продолжением к югу складок, вскрытых скважинами на р. Мал. Сурень. Непосредственно с запада к ним примыкает Беркутовское газоконденсатное месторождение Предуральского прогиба.

Самой южной скважиной, пробуренной на западном крыле Зилаирского синклинория, является скважина № 1, заложенная в сводовой части Богдановской антиклинали, на р. Чумаза, в 42 км южнее скважины № 11 Асташской площади. На глубине 1850 м, под глинисто-карбонатными отложениями нижнего карбона Мурадымовской аллохтонной пластины, она вскрыла известняки среднего и нижнего карбона автохтона. Судя по углам падения слоев в керне (25–30°), известняки слагают крыло антиклинальной складки, названной нами Богдановской глубинной [3].

К востоку от Богдановской скважины, в полосе аллохтонных пород зилаирской свиты, геологической съемкой выявлена Касмарская антиклиналь (см. рис. 1), под которой в автохтоне

гравии- и сейсморазведкой обнаружено обширное Назаровское поднятие с рифейским ядром на глубине 7 км, представленным сложнодислоцированным терригенно-карбонатным комплексом (рис. 3).

Структуры поднадвига Зилаирского синклиория, как видим, характеризуются сходным строением с нефтегазоносными антиклинальными складками Предуральского прогиба. И те и другие имеют субмеридиональное простирание, крутые крылья и приурочены к фронтальным частям региональных надвигов преимущественно восточного падения. Отличие заключается лишь в том, что антиклинали поднадвиговой зоны располагаются плотно одна к другой, а складки в Предуральском прогибе отделяются относительно широкими полосами горизонтального залегания пластов [5]. Исследования автора показали тождественность и фильтрационно-емкостных характеристик одновозрастных пород рассматриваемых смежных регионов. Коллекторы здесь представлены преимущественно плотными, трещиноватыми известняками и доломитами, уплотненность и тип пустотности которых причинно связаны с варисийским тектогенезом, проявившимся здесь в конце палеозоя. Пористость карбонатных пород как в Предуральском прогибе, так и в поднадвиговой зоне изменяется в пределах от 1 до 7% [4]. Содержание метана, полученное при испытании скважин в Зилаирском синклиории, колеблется от 84 до 96% [1].

В ряде скважин, пробуренных в Зилаирском синклиории, были получены обнадеживающие результаты. В процессе испытаний поисково-разведочной скважины № 2 из трещиноватых известняков среднего карбона поднадвига был получен газ, первоначальный дебит которого составил 300 000 м<sup>3</sup>/сут. Состав газа: CH<sub>4</sub> — 92,2%, C<sub>2</sub>H<sub>6</sub> — 2,2%, CO<sub>2</sub> — 1,3%, N<sub>2</sub> — 4,2%, в том числе He — 0,054%, Ar — 0,062%.

В структурно-поисковой скважине № 3 дебит сухого газа из отложений зилаирской свиты верхнего девона (аллохтон) достигал 10 000 м<sup>3</sup> в сутки. Скважина фонтанировала в течение шести суток, затем приток прекратился.

Состав газа: метан — 88,5%, этан — 9,55%, азот — 2,94%, удельный вес — 0,6188 г/см<sup>3</sup>. Коллекторами являются трещиноватые аргиллиты, алевролиты и песчаники, залегающие в непосредственной близости от крупного надвигового нарушения, в интервале 1970–1874,7 м.

Притоки газа были получены и в других скважинах.

Поднадвиговая зона структур, прослеживающаяся вдоль западной границы Зилаирского синклиория, по существу, является подаллохтонным продолжением к востоку Предуральского прогиба. Ширина этой зоны, названной нами Сакмаро-Икской, не менее 20 км, а протяженность более 150 км [3]. Учитывая, что в непосредственной близости к западу от нее, в Предуральском прогибе, открыты богатые скопления газа и нефти в породах аналогичного состава и тектонического строения, следует считать, что эта зона является одной из первоочередных для поисково-разведочных работ на нефть и газ в рассматриваемом регионе.

Примечательно, что подобные поднадвиговые зоны, перспективные на поиски нефти и газа, устанавливаются практически на всем протяжении

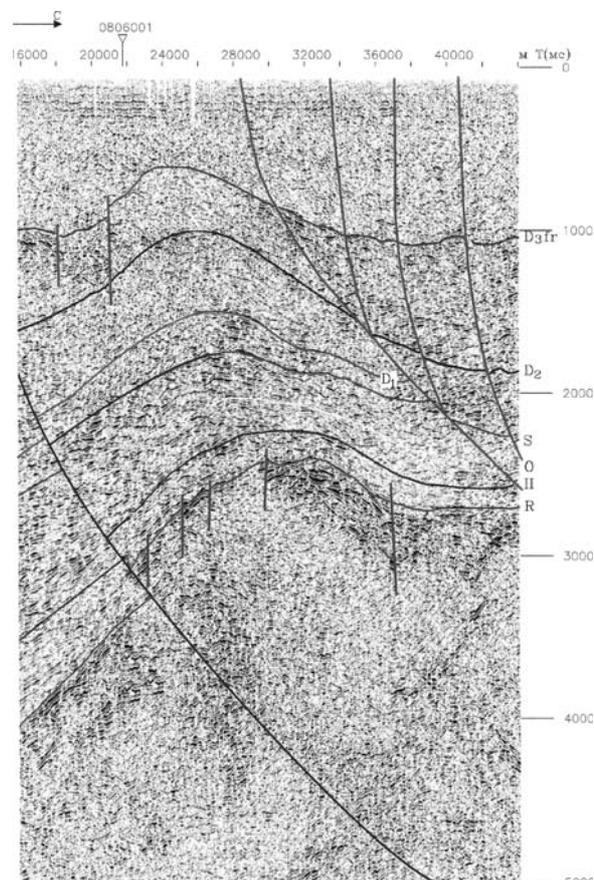


Рис. 3. Назаровское сейсмическое поднятие. По Т.С. Ардашевой, Ю.Н. Гололобову, В.Г. Мавричеву [2007ф], с большими изменениями

складчатой области от Южного до Полярного Урала: на Уфимском амфитеатре, на Тимаизском и Кожимском «поднятиях», в Лемвинской и Верхнекарской зонах и на других участках.

Месторождения нефти и газа промышленного значения в области складчатого Урала пока не открыты. Вместе с тем нефтегазопроявления, обнаруженные при бурении скважин в Зилаирском синклинии, свидетельствуют о том, что здесь на глубине могут содержаться богатые скопления этого ценного сырья. Залежи нефти и газа на рассматриваемой территории могут быть обнаружены по всему разрезу развитых здесь терригенных и карбонатных пород палеозоя, как в аллохтоне, так и в автохтоне.

Согласно теории шарьяжей [5, 6, 7, 8, 9], все горно-складчатые сооружения Земли надвинуты на смежные платформенные области, прослеживающиеся под аллохтонами на десятки и сотни километров и являющиеся перспективными зонами для поисков нефти и газа.

### Литература:

1. Баймухаметов К.С., Викторов П.Ф., Гайнуллин К.Х., Сыртланов А.Ш. Геологическое строение и разработка нефтяных и газовых месторождений Башкортостана. — Уфа: РИЦ АНК «Башнефть», 1997. — 424 с.
2. Исмагилов Р.А. О нефтегазовом потенциале Западного склона Южного Урала // Бурение и нефть. — 2006. — № 3. — С. 13–14.
3. Исмагилов Р.А. Сакмаро-Икская зона поднадвиговых структур Зилаирского синклиния Южного Урала — новый объект для поисков нефти и газа // Бурение и нефть. — 2008. — № 5. — С. 27–29.
4. Исмагилов Р.А. Особенности регионального размещения коллекторов и нефтегазоупоров в палеозойских отложениях Волго-Уральской области // Бурение и нефть. — 2011. — № 10. — С. 20–24.
5. Казанцев Ю.В. Структурная геология Предуральяского прогиба. М.: Наука, 1984. — 185 с.
6. Казанцева Т.Т. Аллохтонные структуры и формирование земной коры Урала. — М.: Наука, 1987. — 158 с.
7. Камалетдинов М.А. К вопросу о покровной тектонике Урала в свете новых данных // Геотектоника. — 1965. — № 1. — С. 93–105.
8. Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. — М.: Наука, 1974. — 230 с.
9. Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Постников Д.В. Шарьяжные и надвиговые структуры фундаментов платформ. — М.: Наука, 1987. — 184 с.

## СЛАНЦЕВЫЙ ГАЗ КАК НОВЫЙ ИСТОЧНИК УГЛЕВОДОРОДНОГО СЫРЬЯ

*Р.А. Исмагилов*

*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа*

Сегодня рынок мировой энергетики переживает кардинальные изменения, связанные с началом промышленной добычи сланцевого газа. Еще совсем недавно считалось, что такая добыча невозможна, но развитие технологий, в первую очередь в США, позволило подняться на новый уровень в мировой энергетике.

Что такое сланцевый газ? Это природный газ, добываемый из широко распространенных в мире осадочных, глинистых, газоносных сланцевых пород, минералы в которых располагаются параллельными слоями. По составу сланец это смесь минеральной породы — кварца или полевого шпата — с органическим веществом, смолами. Доля органического вещества в породе колеблется от 10 до 65%.

Сланцевый газ состоит преимущественно из метана с примесями сероводорода, углекислого газа, азота, водорода и гелия.

С древности сланцы использовались как горючее, особенно там, где с более качественным топливом были проблемы. Теперь же сланцевую «искусственную нефть» и газ все чаще называют прямыми конкурентами традиционным углеводородам.

В России работы по созданию сланцедобывающих рудников были начаты в 1916 г. в Эстляндской губернии. Позднее рудники появились и в соседней Петроградской. В дальнейшем свыше 70% сланцев стало использоваться как топливо. С помощью термической переработки из них получали смолу, бензин и горючие газы. Кстати, первоначально все газовые плиты Ленинграда снабжались именно сланцевым газом, который поступал по трубопроводу из эстонского Кохтла-Ярве. Из сланца получали лакокрасочные растворители, синтетические смолы, шпалопропиточное масло, дорожный битум и многое другое.

В США первая коммерческая газовая скважина в сланцевых пластах была пробурена на месторождении Барнет в 1821 г. на глубину 750 м, и был получен суточный дебит 3000 м<sup>3</sup>/сут. Вильям Харт считается в США «отцом природного газа». А Джордж П. Митчелл и Том Л. Уорд инициировали масштабное производство сланцевого газа [3].

В 2002 г. компания Devon Energy впервые пробурила горизонтальную скважину на месторождении Barnett Shale. В ходе эксперимента в сланцевые пласты под большим давлением нагнетали воду в смеси с песком и химическими реагентами — проводили так называемый фрекинг. Газ при этом оказалось так много, что сразу стало возможным говорить о масштабном производстве [4].

Благодаря резкому росту его добычи, в 2009 г. США стали мировым лидером добычи газа (745,3 млрд. м<sup>3</sup>), причем более 40% приходилось на нетрадиционные источники (метан из угольных пластов и сланцевый газ).

В первом полугодии 2010 г. крупнейшие мировые топливные компании потратили \$21 млрд. на активы, которые связаны с добычей сланцевого газа.

В то же время стало ясно, что из сланцев подобным же способом можно добывать и нефть. С той лишь разницей, что горизонтальную трубу следует опускать глубже — туда, где сланцы насыщены более тяжелыми, нежели метан, конденсатом и собственно нефтью. Существует также и традиционная методика добычи сланцевой нефти, когда сланцы сначала добывают из-под земли, а потом перерабатывают или сжигают.

Сегодня Американские эксперты говорят о том, что запасы сланцевых углеводородов в США в пять раз больше, чем в Саудовской Аравии.

Поэтому в 2011 г. американские компании инвестировали \$25 млрд. в 5 тысяч новых горизонтальных скважин для добычи сланцевой нефти.

Запасы сланцевого газа в США достигают 24,4 трлн. м<sup>3</sup>, что составляет примерно 34% от всех запасов природного газа в Соединенных Штатах (72 трлн. м<sup>3</sup>). Горючие сланцы имеются в 42 (из 50) штатах, залегают на глубине около 2 км.

Но интерес к сланцевым углеводородам проявляют не только США.

Полученные в США позитивные результаты добычи сланцевого газа стимулировали многие страны Европы и Азии на разработку аналогичных программ сланцевой газодобычи. Европейские ресурсы сланцевого газа потенциально способны перестроить структуру снабжения континента энергоносителями.

К примеру, основные запасы сланцевого газа в Польше сосредоточены в трех бассейнах: Балтийском (технически извлекаемые запасы сланцевого газа составляют 3,65 трлн. м<sup>3</sup>), Люблинском (1,25 трлн. м<sup>3</sup>), Подлясье (0,40 трлн. м<sup>3</sup>). Суммарные запасы Польши составляют 5,3 трлн. м<sup>3</sup>.

В Китае запасы сланцевого газа составляют 36,7 трлн. м<sup>3</sup>, что в 12 раз превышает запасы газа традиционного.

Каким же может быть научное объяснение этого феномена?

Глины, как известно, имеют преимущественно глубоководное происхождение и отлагаются в застойных водах там, где отсутствуют быстрые течения. Это обычно зона дефицита кислорода, поэтому углерод органических остатков, скапливающихся на дне водоема, не окисляется, а восстанавливается водородом с образованием метана и его гомологов.

Однако добывать метан из глины невозможно, поскольку она не обладает проницаемостью. С древних времен днища искусственных водоемов выстилали глиной, и вода в них сохранялась.

Для того чтобы глина превратилась в глинистые сланцы необходимы тектонические движения сжатия земной коры, обеспечивающие шарьяжеобразование и сопутствующие ему дислокации

скольжения, складчатости и рассланцевания. Это ведет к образованию массы мелких линзовидных пустот, заполненных углеводородами, находящимися в условиях высокого давления.

Мелкие линзовидные скопления нефти известны в глинистых сланцах баженовской свиты юры Западной Сибири. Изучавшие их А.А. Трофимук и Н.П. Запывалов называли эти микрозалежи пузырями. Множество их хаотически разбросано в массе сланцев и находится, как отмечалось, в условиях высоких давлений. Последние обеспечиваются как весом вышележащих пород, так и силами горизонтального тектонического сжатия.

При бурении скважин и гидроразрыве в породе создается контрастная обстановка резкого перепада давлений, к зоне низких значений которых устремляются газы и флюиды, поступающие затем в скважину.

Сланцевый газ, по характеру залегания, существенно отличается от традиционных скоплений его в поровых и трещинных коллекторах. Обычные залежи углеводородов являются водоплавающими, связанными с энергией пластовых вод. Благодаря меньшему удельному весу, нефть и газ в них заполняют антиклинальные ловушки и положительные формы подземного рельефа.

В отличие от классических месторождений, в сланцах газовые пузыри непосредственно не связаны между собой и с подстилающими пластовыми водами. По этой причине газ в глинистых сланцах может содержаться в любых структурных формах (антиклиналях, синклиналях, моноклиналях и т.д.), а в скважину поступает не под напором пластовых вод, а под давлением силы сжатия.

Крупнейший сланцевый бассейн известен на Башкирском Урале — это Зилаирский синклиорий. Здесь мощность сланцевых пород венлока (силур) в разрезе р. Белой достигает 600 м, а в скважине № 1 Уралтау мощность силурийских сланцев превышает 4000 м.

В северной части Зилаирского синклиория среди отложений девона известны горючие сланцы доманика, толщина которых достигает 40–50 м. Много сланцев в породах зилаирской серии, относящихся к фаменскому ярусу верхнего девона. Скважины, пробуренные в центральной зоне Зилаирского синклиория, не вышли из нее при глубине до 5 км. При этом во многих скважинах при бурении в зилаирской серии были установлены значительные газопроявления [2]. В скважине № 1 Асташской площади первоначальный суточный дебит составлял 10 000 м<sup>3</sup>/сут, а в скважине № 2 той же площади при разбуривании известняков нижнего карбона первоначальный дебит составил 300 000 м<sup>3</sup>/сут. Газопроявления различной степени интенсивности наблюдались и в других скважинах Зилаирского синклиория. В процессе бурения скважины № 12 Мурадымовской площади газ выделялся из черных глинистых сланцев среднего карбона, имеющих здесь значительную мощность [1].

Сланцы палеозойского возраста широко распространены на юге Предуральяского прогиба. Известны они и в отложениях девона платформенной части Волго-Уральской области, а также в скважинах и естественных разрезах рифея и венда как равнинных, так и горных районов республики.

Специальные детальные работы, посвященные изучению сланцев и содержанию в них органического вещества, а также проблеме добычи газа из сланцев, к сожалению, у нас не ведутся. Между тем Башкортостан с 1932 г., после открытия Ишимбайского нефтяного месторождения, является благодатным объектом и пионером многих новых начинаний в нашей стране, успешно решенных геологами-нефтяниками республики.

#### Литература:

1. **Исмагилов Р.А.** Перспективы нефтегазоносности Зилаирского синклиория Южного Урала // Бурение и нефть. — 2006. — № 7/8. — С. 12–13.
2. **Исмагилов Р.А.** Сакмаро-Икская зона поднадвиговых структур Зилаирского синклиория Южного Урала — новый объект для поисков нефти и газа // Бурение и нефть. — 2008. — № 5. — С. 27–29.
3. **Касаев Э.** Сланцевый газ: угроза или блеф? // ИТАР ТАСС. — 03.06.2012. — <http://www.itar-tass.com/c108/439919.html>.
4. **Макарчев В.** Великая сланцевая революция // <http://www.itar-tass.com/c43/439770.html>.

## НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОЦЕНКИ ПРОГНОЗНЫХ РЕСУРСОВ РОССЫПНОГО ЗОЛОТА

*П.В. Казаков, Д.Н. Салихов*  
*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа*

По материалам геологоразведочных работ и в ходе последующей гидромеханизированной эксплуатации техногенных россыпей, ранее разрабатываемых мускульным способом, установлено, что для обводненных россыпей с глубиной залегания кровли пласта более 4 м при средней и плохой промывистости песков, выработанность запасов составляет около 50%. Для мелкозалегающих россыпей с хорошей и средней промывистостью выработанность достигает 60–80%. Сведения о старательской добыче из таких россыпей являются надежным, апробированным критерием для оценки прогнозных ресурсов категории  $P_1$ . Пораженности россыпей в 70–80%, 60–70% и 50% соответствуют коэффициенты неполной отработанности ресурсов к добытому металлу 0,3; 0,5 и 1,0 [Казаков, 1998ф].

По россыпям, отработанным гидравлическим способом в 1960–70 гг. «классикой» (т.е. без вскрыши торфов), коэффициент неполной отработанности ресурсов к добытому металлу составляет 0,3. Неполнота отработанности складывается в основном из потерь в западинах плотика (5–10%), технологических (15–20%), остаточных запасов под технологическими плотинами (5%).

По опыту эксплуатационных бульдозерно- и экскаваторно-гидравлических работ 1990–1996 гг. крупной артели старателей «Приполярье», разрабатывавшей россыпные месторождения золота на 4-х участках Северного Урала с возрастным диапазоном от мезозойских (Лангурская группа россыпей) до миоценовых (Троицкая группа россыпей) и эоплейстоцен-позднеоплейстоценовых (Волчанская группа россыпей) установлено: 1) для россыпей долин II–III порядков с шириной контура мускульных разработок 60–200 м целесообразна прирезка (законтурная добыча) до 20 м с каждого борта означенной этими разработками золотоносной струи; содержание золота в этих целиковых прирезках колеблется от 100 до 150–200 мг/м<sup>3</sup> горной массы, то есть, является кондиционным; 2) коэффициенты намыва по забалансовым блокам в пределах контуров мускульных разработок большинства россыпей положительны и колеблются от 1,2 до 2,0 и выше (Малая Волчанка); таким образом, забалансовые запасы, примыкающие к балансовым, также являются кондиционными и дают значительный (до 20–30%) прирост запасов; 3) данные геологоразведочных работ с применением колонкового бурения всегда дают «растяжку» по мощности продуктивного пласта за счет просадки золота в процессе бурения; поэтому завышается подсчетная мощность горной массы от 30–50% до 100%. Продуктивный пласт отбивается по интервалам с максимальными содержаниями золота, установленными по опробованию выработок. Если ниже по разрезу интервалов с максимальными содержаниями установлены более низкие содержания, это указывает на искажения (завышение) мощности продуктивного пласта за счет просадки золота в процессе бурения.

Приведенные сведения как позволяют оценить реальные прогнозные ресурсы категории  $P_1$ , так и являются важными для проектирования вскрышных работ и осуществления промывки песков без проведения дополнительных геологоразведочных работ на россыпях золота, затронутых мускульной разработкой.

Опыт дражной разработки собственных гале-эйфельных отвалов на Северном, Среднем и Южном Урале позволяет также надежно прогнозировать результаты их повторной разработки.

Оставшиеся запасы по отработанным дражным полигонам, в зависимости от возраста россыпей и, соответственно, промывистости вмещающих их отложений, колеблются от 35 до 60%.

На территории Республики Башкортостан по Иремельскому дражному полигону (рис.) драгой № 56 за 1932–53 гг. промыто 15733 тыс. м<sup>3</sup> горной массы, добыто 2188,1 кг золота при среднем содержании 139 мг/м<sup>3</sup>. При повторной разработке гале-эйфельных отвалов в 1954–60 гг. промыто 16052 тыс. м<sup>3</sup>. получено 960,7 кг золота при среднем содержании 70 мг/м<sup>3</sup> (извлекаемое 60 мг/м<sup>3</sup>). Представительность повторной разработки (50% первоначального объема) более чем

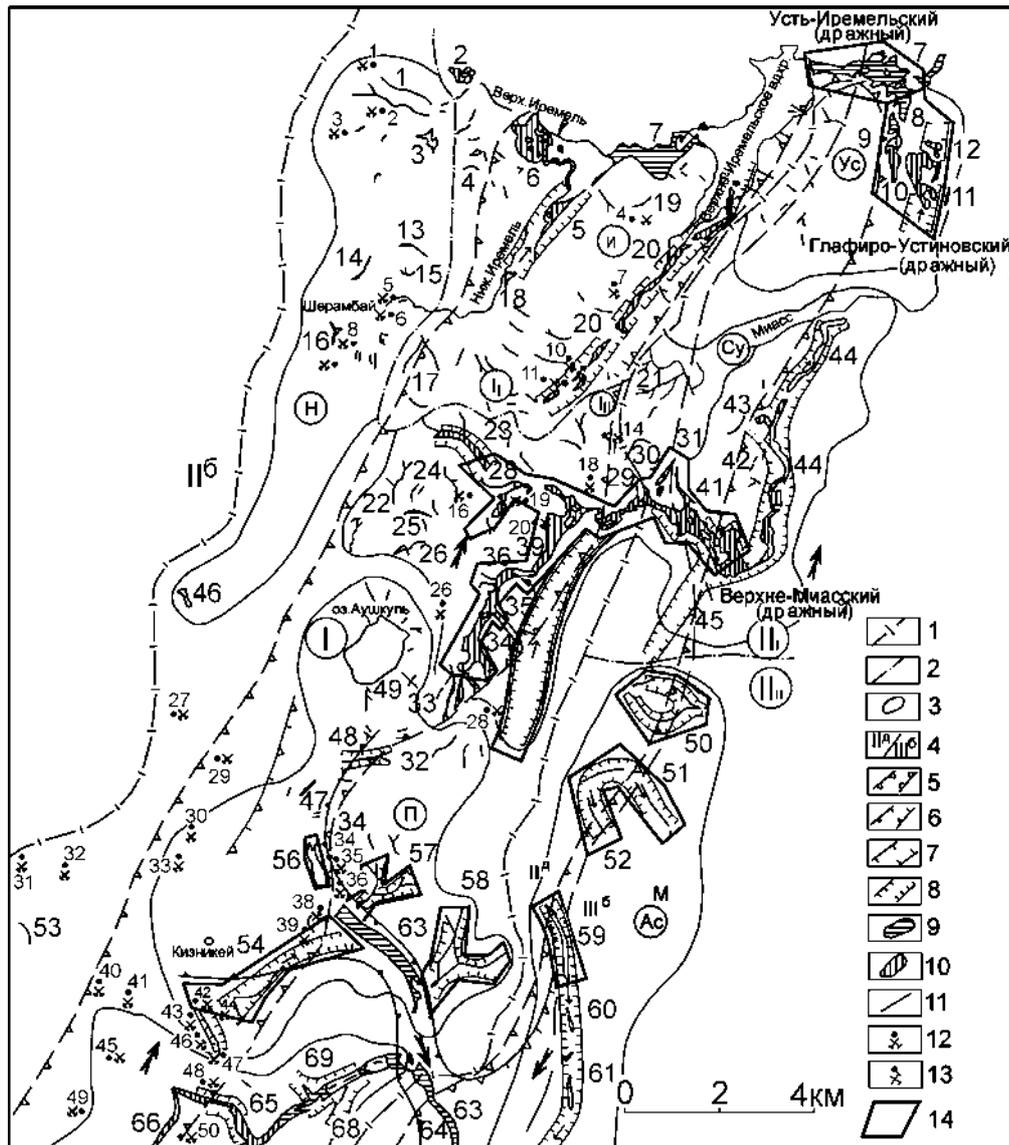


Рис. Карта россыпной золотонности северной части Учалинского рудно-россыпного района [Казаков, 2005ф, упрощено].

**Условные обозначения. Металлогеническое районирование:** 1 — россыпные зоны (РЗ): I — Орловская; II — Уйско-Миасская; III — Миндякская; 2 — россыпные узлы: I<sub>1</sub> — Ленинский; II<sub>1</sub> — Орловский; II<sub>2</sub> — Миасский; II<sub>11</sub> — Уйский; 3 — россыпные поля, Орловская РЗ: Иремельское (И), Нуралинское (Н), Мулдакаевское (М), Поляковское (П), Краснохтинское (К); Уйско-Миасская РЗ: Устиновское (Ус), Сулейменовское (Су), Асылегинское (Ас), Шартымское (Ш). **Геоморфологические:** 4 — геоморфологические зоны: II<sup>б</sup> — приподнятые горные массивы Южного Урала; II<sup>а</sup> — остаточных гор восточного склона Южного Урала; III<sup>б</sup> — приподнятого пенеппена Южного Урала; 5 — эрозионно-структурные депрессии; 6, 7 и 8 — фрагменты миоценовых, плиоценовых и эоплейстоценовых палеодолин. **Россыпи золота,** отработанные дражным (9), гидравлическим (10) и мускульным (11) способами. **Коренные источники россыпного золота:** месторождения и рудопроявления золота: отработанные (12), законсервированные (13). 14 — Участки и площади, наиболее перспективные для постановки и (или) продолжения геологоразведочных и эксплуатационных работ. **Список месторождений и россыпных проявлений золота:** 1 — Барсучий Лог; 2 — Сусюк; 3 — Ташки-Су; 4 — Курманкульские; 5 — Мулдашевская; 6 — Малый Иремель; 7 — Иремельская; 8 — Глафино-Иннокентьевская; 9 — Устиновская I; 10 — Устиновская II; 11 — Устиновская III; 12 — Журавлевская; 13 — Петровская; 14 — Шерамбайский надув; 15 — Шерамбайская; 16 — Наралинская; 17 — Андрей-Ивановская; 18 — Алтын; 19 — Маяк; 20 — Убалы; 21 — Иван-Ивановская; 22 — Вишневы Лог; 23 — Воронцовский Лог; 24 — Озерная; 25 — Рождественская; 26 — Неизвестная; 27 — Надеждинская; 28 — Орловская; 29 — Мулдашевская; 30 — Николаевская; 31 — Миасс-Николаевская; 32 — Моховая; 33 — Анненская; 34 — Константиновская; 35 — Зининская; 36 — Васильевская; 37 — Леонтьевская; 38 — Агишбай; 39 — Елизаветинская; 40 — Миасс-Кумач; 41 — Карасуль; 42 — Джембет; 43 — Миасс-Джембет; 44 — Сулейменовская; 45 — Ясымкай; 46 — Фельдшерская; 47 — Кизил-Таш; 48 — Крещенский Лог; 49 — Аушкульские; 50 — Сухой Лог; 51 — Каримовская; 52 — Ям-Тай; 53 — Камышакская; 54 — Александровская; 55 — Рябковские Горки; 56 — Мало-Кумачинская; 57 — Балбуковская; 58 — Благодатная; 59 — Мустай; 60 — Бугор; 61 — Асы-Елга I; 62 — Асы-Елга II; 63 — Уйская.

достаточная и является надежным апробированным критерием прогнозной оценки техногенной россыпи приустьевой части р. Бол. Ирмель.

То же самое можно сказать о первичной разработке (продольном пересечении россыпи) драгой № 55 в 1950–51 гг. Глафино-Иннокентьевской россыпи, из которой мускульным способом добыто 2,3 т золота. Среднее содержание в пределах дражного хода составило 109 мг/м<sup>3</sup>. Этот показатель также является весьма представительным и наиболее достоверным, по сравнению с результатами геологоразведочных работ, проведенных на оставшейся части россыпи.

Анализ архивных материалов и данных геологоразведочных и эксплуатационных работ по выделенным Усть-Ирмельскому и Глафино-Устиновскому участкам показывает, что здесь может быть создана база для дражного полигона с прогнозными ресурсами около 2,5 т золота.

Повторная дражная разработка россыпей, подобных Усть-Ирмельско-Устиновскому объекту, является экономически эффективной и требует постановки разведочных работ в минимальных объемах [1].

Что касается так называемого «Верхне-Миасского дражного полигона», то из разведочных работ наилучшую достоверность могут представлять только опытно-промышленные работы драгой, как на разрозненных участках с балансовыми запасами, так и между ними, поскольку как те, так и другие отличаются интенсивной пораженностью или мелкостарательскими мускульными разработками XIX в. или гидравлическими работами 60–70 гг. XX в. «классикой» без вскрыши торфов.

В разное время были разведаны мелкие россыпи, по которым подсчитывались запасы категорий В, С<sub>1</sub> и С<sub>2</sub>, но по разным причинам они не приняты на баланс или сняты с баланса. В этих случаях неучтенные запасы переведены в прогнозные ресурсы категории Р<sub>1</sub>.

Прогноз на обнаружение новых россыпей базируется на следующих общих закономерностях их размещения и генезиса.

1. Коренными источниками золота промышленных россыпей являются жилы, прожилковые зоны и минерализованные дайки золото-кварцевой и сульфидно-кварцевой формаций, а также коры выветривания по этим рудным объектам. Формирование промышленных россыпей возможно также за счет размыва промежуточных коллекторов в палеоврезах миоцен-плиоценовой гидро-сети, в том числе и слабозолотоносных. Ограниченная роль в накоплении материала россыпей отводится поступлению продуктов разрушения рудных тел золото-сульфидного и окисленного типа («железных шляп»).

2. В геоморфологическом отношении благоприятны долины с корытообразным поперечным профилем, врезанные в умеренно поднятые морфоструктуры с грядово-мелкосопочным и столовым рельефом. Для долин водотоков I–IV порядка благоприятным признаком является наличие хорошо разработанной лестницы террас — от первой надпойменной (позднеплейстоценовой) до высоких (плиоцен-миоценовых) уровней.

3. По аналогии с многочисленными промышленными пост-юрскими россыпями, расположенными в Челябинской области, возможно выявление подобных месторождений в Кизило-Уртазымской эрозионно-тектонической депрессии. Борты депрессии ограничены неотектонически активными нарушениями, наследующими рудоконтролирующие разломы. В отдельных скважинных подсециях здесь отмечены весовые содержания золота.

4. Отмеченные выше (п. 1) палеоврезы могут быть не только источниками золота в современных долинах, но являться вмещающими промышленно значимые россыпи, что подтверждается положительными результатами опробования отдельных скважин, пройденных по толще миоцен-плиоценовых отложений.

Основная часть прогнозных ресурсов категорий Р<sub>1</sub> и Р<sub>2</sub> подсчитана по техногенным месторождениям и прилегающим к ним участкам долин.

Кроме собственно золотороссыпных месторождений, интерес могут представлять месторождения слабозолотоносных песчано-гравийных смесей (ПГС). В Учалинском районе разведаны Уразовское и Ильтибановское месторождения ПГС, расположенные на флангах крупных золотороссыпных полей. По Уразовскому месторождению определено минимальное среднее содержание золота — 0,05 г/м<sup>3</sup>, аналогичное содержание прогнозируется и по Ильтибановскому. Разработка таких слабозолотоносных отложений в качестве объектов золотодобычи нерентабельна, но попутно,

в комплексе с добычей ПГС, извлечение золота становится прибыльным, что доказывается эффективной совместной добычей золота и ПГС Миасским прииском из отложений Миасского пруда.

Золото в XXI в. остается высоколиквидным валютным сырьем наряду с другими драгметаллами, алмазами и углеводородами.

Сырьевая база россыпного золота Республики Башкортостан вследствие длительной эксплуатации значительно истощена. Но возможности воспроизводства МСБ не исчерпаны. Имеются вполне реальные объекты для постановки геологоразведочных работ и прироста запасов. Большая часть (151) из известных россыпей сосредоточена в Учалинском рудно-россыпном районе. Прогнозные ресурсы по нему подсчитаны с учетом вышеприведенных особенностей их оценки. По категории  $P_1$  они составляют: 11,8 т золота, в том числе 4,3 т дражные, и по категории  $P_2$  — 7,7 т золота, в том числе 4,5 т дражные [Казаков, 2005ф].

#### Литература:

1. Казаков П.В., Салихов Д.Н. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (россыпное золото). — Уфа: Гилем, 2006. — Ч. 2. — 288 с.

## ГДЕ ОЖИДАЮТСЯ НОВЫЕ ОТКРЫТИЯ ЧЕРНОГО ЗОЛОТА В БАШКОРТОСТАНЕ

*М.А. Камалетдинов<sup>1</sup>, Р.А. Исмагилов<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> *Академия наук Республики Башкортостан*

<sup>2</sup> *Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа; rustem\_ismagilov@bk.ru*

Восемьдесят лет тому назад в Башкортостане около д. Ишимбай было открыто первое нефтяное месторождение. С тех пор из недр республики добыто более полутора миллиардов тонн черного золота. С 1970 по 1980 гг. Башкортостан стабильно добывал по 40 млн. т жидких энергоносителей в год.

За это время скопления нефти, открытые в палеозое платформенной части республики, существенно истощились и практически все месторождения находятся на завершающей стадии разработки. Уровень добычи по оценкам скептиков в последующие годы будет неуклонно понижаться.

Сегодня положение с нефтью способны спасти наукоемкие исследования и инновационные идеи, направленные на открытие новых крупных скоплений углеводородов и разработку методов увеличения нефтеотдачи продуктивных пластов.

Следует отметить, что поиски месторождений нефти и газа в Волго-Уральской области до сих пор велись, основываясь на гипотезе органического их происхождения, которая к настоящему времени исчерпала свои возможности. Более того, в ряде случаев органическая гипотеза является тормозом поисково-разведочных работ.

Например, полностью устарели представления о том, что нефть и газ не могут содержаться в отложениях континентального (озерного и речного) генезиса, к которым относятся все красноватые разности терригенных пород. Ошибочным оказалось положение о том, что накоплению углеводородов противопоказана окислительная геохимическая обстановка в бассейнах осадкообразования, включая и морские.

Не подтвердилось мнение об отсутствии углеводородов в древних докембрийских отложениях, лишенных органических остатков, в вулканогенных породах и в кристаллическом фундаменте, а также в мантийных гипербазитах и др. Считалось, что искать скопления углеводородов в этих образованиях бесполезно. И не искали.

Сегодня можно утверждать, что нефть и газ могут содержаться в породах любого возраста и генезиса от песчаников и известняков до гранитов и серпентинитов. Новые представления практически полностью снимают существовавшие ранее ограничения и преграды на поиски углеводородов, возводившиеся гипотезой их биогенного происхождения.

Имеется ряд перспективных направлений работ, способных значительно повысить углеводородный потенциал нашей республики и Волго-Уральской области в целом.

### **Поиски углеводородов в отложениях докембрийского возраста**

На Урале и в Предуралье под палеозоем залегает мощная толща венд-рифейских отложений, высокоперспективных на нефть и газ, но весьма слабо изученных [3, 13, 14]. В Восточной Сибири в конце прошлого века в отложениях рифея было открыто супергигантское Куюмбо-Юрубчено-Тайгинское месторождение с запасами около 2 млрд. т нефти. Названное месторождение располагается в западной части Сибирской платформы, примыкающей к Предьенисейскому прогибу. В настоящее время от него проводится нефтепровод в Японию.

Западное Предуралье занимает тектоническое положение, сходное с Преденисейской зоной Восточной Сибири. В их строении и допалеозойской геологической истории существует много общего. В обоих регионах мощные осадочные толщи докембрия испытали интенсивную байкальскую складчатость и горообразование, проявившееся в конце рифейской эпохи. Затем байкалиды подверглись длительной денудации и пенеценизации (разрушению), в процессе которой рифейские породы испытали выщелачивание с образованием кор выветривания и формированием вторичных коллекторов высокого качества.

В Восточной Сибири скопления углеводородов в рифее приурочены не к антиклинальным складкам, а к останцам эрозионного рельефа в доломитовой толще, запечатанной глинистой пачкой оскоминской свиты венда. Это существенное различие в строении палеозойских и рифейских ловушек нефти и газа необходимо учитывать при их поисках [3].

Аналогичные месторождения можно ожидать и в Волго-Уральской области. Интенсивные нефтегазопроявления, известные в старых скважинах 5 Шихан и 51 Салихово (Башкортостан), как и Восточной Сибири, приурочены к карбонатной толще рифея (шиханская свита), развитой в полосе, примыкающей с запада к Уралу. С позиций современных знаний можно сказать, что поиски углеводородов в Шиханской зоне следовало бы продолжить.

Напомним, что впервые идея поисков нефти в докембрийских отложениях возникла в Волго-Уральской области в 1945 г. после вскрытия скважиной в Бавлах (Татарстан) «немой» песчано-глинистой толще под отложениями девона, названной бавлинской свитой. К.Р. Тимергазин, изучивший разрез этих отложений, одним из первых заявил об их перспективности на нефть. Высоко оценивали нефтегазовый потенциал венд-рифейских отложений Башкортостана А.А. Трофимук, Н.И. Мешалкин, А.Я. Виссарионова, Б.М. Юсупов и другие крупные геологи. Много лет перспективность этих образований на углеводороды отстаивают ученые АНРБ: М.А. Камалетдинов, Т.Т. Казанцева, Р.Х. Масагутов, Д.В. Постников и др.

### **Поиски нефти и газа в области складчатого Урала**

Другим важнейшим направлением нефтепоисковых работ является складчатый Урал, занимающий почти половину территории республики. Урал является крупной горнорудной базой страны, традиционно содержащей месторождения железа, меди, цинка, золота, платины, хрома, никеля и других металлов. Поиски нефти и газа здесь ранее считались бесперспективными.

Развитие геологии, как и других наук, происходит в борьбе новых и старых идей с преодолением ошибочных предубеждений, существующих у специалистов. Одним из бытовавших долгое время заблуждений, не изжитых до сегодняшнего дня, является представление о вертикально-блоковой структуре Урала, не совместимой с возможностью скопления здесь нефти и газа. Шарьяжно-надвиговое строение Урала, установленное в шестидесятые годы прошлого столетия башкирскими геологами, коренным образом изменило старые представления об отсутствии здесь углеводородов

[4, 5, 7, 8]. Оказалось, что рудоносные формации слагают лишь верхний, аллохтонный этаж, под которым залегают перспективные на нефть осадочные толщи платформенного и субплатформенного типа, в которых бурением скважин выявлены значительные нефтегазопроявления.

Сегодня поиски нефти и газа в горно-складчатых областях успешно ведутся в 17 странах мира, включая США, Канаду, Венесуэлу, Мексику, Китай и страны Северной Африки. Долгое время Пояс надвигов Скалистых гор Северной Америки считался бесперспективным из-за сложного шарьяжно-надвигового строения, способствующего якобы разрушению залежей углеводородов. Отрицательное отношение к его нефтегазовому потенциалу существовало более, чем 50 лет. Американский геолог Хэлбути был единственным из крупных нефтяников, который все это время настаивал на поисках здесь поднадвиговой нефти, которая и была открыта в 1975 г. В настоящее время Пояс надвигов Скалистых гор вошел в число богатейших нефтегазовых провинций мира. Сегодня американские геологи говорят: «Каждый раз, когда мы думали, что кончается нефть, выяснялось, что кончаются идеи».

Современная ситуация с поисками нефти и газа на Урале напоминает существовавшую до семидесятых годов в США и Канаде.

Одним из первоочередных объектов поисковых работ на Урале следует считать Зилаирский синклиний, где выявлен ряд перспективных на нефть и газ структур. Детальный анализ данных бурения и сейсмических исследований, а также геологических съемок позволил выявить на западном крыле Зилаирского синклинория высокоперспективную поднадвиговую зону антиклинальных структур шириной более 20 км и протяженностью 120 км, названную Сакмаро-Икской [1, 2]. На Асташском поднятии этой зоны при испытании скважины был получен фонтан газа дебитом 300 000 м<sup>3</sup>/сутки. Крупными потенциально нефтегазоносными объектами являются Магнитогорский синклиний и Присакмарская зона восточного склона Южного Урала, а также расположенный севернее Челябинский грабен [10].

Высокую перспективность Урала и Зауралья на углеводородное сырье давно отстаивают ученые Академии наук Республики Башкортостан, много лет посвятившие изучению геологии и перспектив нефтегазоносности этой области [1, 4, 6, 8, 9].

## **О перспективах карбонатных отложений палеозоя**

Следующим важным направлением исследований являются поиски нефти и газа в карбонатных отложениях палеозоя ранее открытых месторождений. Исторически сложилось так, что после открытия «большой нефти» в терригенном девоне, интерес к поискам нефти в карбонатных коллекторах существенно снизился. Последние, как правило, имеют более сложное строение, а содержащиеся в них залежи нефти и газа требуют для своего выявления более наукоемких исследований. В условиях советской действительности, когда требовалось открывать новые месторождения углеводородов ускоренными темпами, залежи нефти и газа в карбонатных пластах подчас в спешке пропускались.

Сейчас, когда в терригенном девоне нефть заканчивается, поиски ее в карбонатной части разреза старых месторождений приобретают большой практический интерес. Активными сторонниками поисков нефти в карбонатной толще являются чл.-корр. АНРБ А.Р. Кинзикеев, проф. Р.Х. Масагутов, бывший главный геолог Белебеевской ГПК В.А. Самойлов и др.

Пропущенные нефтегазоносные пласты представляют существенный резерв, особенно, если учесть, что в мировой практике терригенные и карбонатные коллекторы содержат примерно одинаковое количество углеводородов.

## **Поиски нефти в Предуральском прогибе и на платформе**

Несмотря на достаточно высокую изученность палеозойских отложений, в Башкортостане имеется существенный резерв для открытия в них новых месторождений углеводородов.

В южной части Предуральского прогиба, а также в Юрюзано-Сылвенской депрессии, на юго-восточном склоне Татарского свода и ряде иных районов имеются площади, слабо изученные

сейсморазведкой и бурением, где возможно открытие новых крупных месторождений нефти и газа в отложениях палеозоя, толщина и полнота стратиграфического разреза которого возрастает в восточном и южном направлениях. В частности, в Восточном Предуралье разрез палеозоя наращивается снизу кварцевыми песчаниками ордовика, толщина которых достигает 200 м и более и карбонатно-глинистой толщей силура, представляющими новый перспективный объект для нефтепоисковых работ.

### О перспективности кристаллического фундамента

Архей-раннепротерозойский гранито-гнейсовый фундамент повсюду подстилает рифейские отложения, а на западе Башкортостана местами он залегает непосредственно под палеозоем и вполне доступен изучению скважинами глубиной 3–5 км [11]. В Туймазах, например, глубина залегания кристаллического фундамента составляет 2–2,5 км, и в этой богатой на нефть зоне под палеозоем можно и следует искать нефть.

В породах фундамента могут содержаться крупные скопления углеводородов и в Татарстане, о чем писал еще Б.М. Юсупов.

Одним из свидетельств принципиальной возможности содержания богатых залежей нефти и газа в гранитном фундаменте, является открытие в кристаллических породах шельфовой зоны Южного Вьетнама крупного нефтяного месторождения Белый Тигр с запасами нефти до 1 млрд. т.

### Скопления углеводородов в старых отработанных месторождениях

Поиски нефти и газа в старых, отработанных месторождениях представляют еще один резерв наращивания запасов этих полезных ископаемых [5, 12].

Дело в том, что на некоторых месторождениях со временем происходит пополнение запасов за счет поступления снизу и с боков новых порций углеводородов, что делает целесообразным возвращение к старым площадям и ранее ликвидированным скважинам. На Шебелинском месторождении газа (Украина) после многих лет эксплуатации и последующего «отдыха» запасы газа почти полностью восстановились.

Необходимо пересмотреть существующую практику ликвидации всех скважин на отработанных месторождениях, оставив возможность возвращаться к ним через 20–30 лет для испытания скважин на приток углеводородов. Возможно, целесообразным является и бурение новых скважин.

Вышесказанное свидетельствует о необходимости интенсификации научных исследований по оценке перспектив нефтегазоносности объектов, характеризующихся сложным геологическим строением, которые в силу своей сложности оказались недостаточно изученными.

Есть все основания считать, что поиски нефти в палеозойских отложениях под шарьяжами Уральской складчатой области и в докембрийских отложениях западного Башкортостана, а также в карбонатных пластах старых и ныне действующих месторождений и, наконец, в палеозое недостаточно изученных площадей платформы приведут к новым крупным открытиям и к существенному возрастанию нефтедобычи.

С уверенностью можно считать, что нефтегазовый потенциал Башкортостана далеко не исчерпан, хотя и требует для своего раскрытия более наукоемких исследований.

### Литература:

1. **Исмагилов Р.А.** О нефтегазовом потенциале Западного склона Южного Урала // Бурение и нефть. – 2006. – № 3. – С. 13–14.
2. **Исмагилов Р.А.** Сакмаро-Икская зона поднадвиговых структур Зилаирского синклинория Южного Урала — новый объект для поисков нефти и газа // Бурение и нефть. – 2008. – № 5. – С. 27–29.
3. **Исмагилов Р.А., Фархутдинов И.М.** Сравнительный очерк Восточной Сибири и Приуралья в связи с поисками рифейской нефти // Бурение и нефть. – 2007. – № 2. – С. 26–28.
4. **Казанцев Ю.В.** Структурная геология Предуральского прогиба. – М.: Наука, 1984. – 185 с.
5. **Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т.** Современная геодинамика и нефтенакopление // Геология. – 2008. – № 12. – С. 76–84.

6. Казанцева Т.Т. Аллохтонные структуры и формирование земной коры Урала. — М.: Наука, 1987. — 158 с.
7. Камалетдинов М.А. К вопросу о покровной тектонике Урала в свете новых данных // Геотектоника. — 1965. — № 1. — С. 93–105.
8. Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. — М.: Наука, 1974. — 230 с.
9. Камалетдинов М.А. Будет ли еще «большая» нефть в Башкортостане? Взгляд в XXI век. — Уфа, 1999.
10. Камалетдинов М.А., Афанасьев Ю.Н., Исмагилов Р.А. Челябинский грабен — новый объект поисков нефти и газа на Южном Урале // Минеральное сырье Урала. — 2009. — № 4(23). — С. 3–10.
11. Масагутов Р.Х. Особенности строения кристаллического фундамента восточной окраины Южно-Татарского мегаблока // Нефтяное хозяйство. — 2003. — № 3. — С. 28–31.
12. Муслимов Р.Х. Нетрадиционные источники углеводородного сырья — резерв дальнейшего развития старых нефтедобывающих регионов // Георесурсы. — 1999. — № 1(1). — С. 21–27.
13. Тимергазин К.Р. Додевонские образования Западной Башкирии и перспективы их нефтегазоносности. — Уфа: БФАН СССР, 1959. — 312 с.
14. Трофимук А.А., Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т. и др. Перспективы нефтегазоносности венд-рифейских отложений Башкортостана // Геология. — 1997. — № 1. — С. 5–14.

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИТОВ САКМАРСКОЙ И ВОЗНЕСЕНСКО-ПРИСАКМАРСКОЙ ЗОН, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ, КОЛЧЕДАННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

*А.М. Косарев*

*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа; amkosarev@mail.ru*

1. Работа посвящена проблемам классификации базальтов и геодинамических реконструкций Кракинско-Сакмарской и Вознесенско-Присакмарской структурно-формационных зон Южного Урала в пределах республики Башкортостан и Оренбургской области. Проведен анализ геологических, фациальных и петролого-геохимических данных для вулканических комплексов, слагающих эти зоны. Учтены материалы В.Г. Кориневского [12], В.Н. Пучкова [18], съемочных работ В.Т. Тищенко, Н.Т. Видюкова. Выделяются две крупные ассоциации вулканитов: 1) континентально-рифтогенно-океаническая; 2) надсубдукционная островодужная. В составе первой ассоциации ( $C-S_1$ ) присутствуют следующие группы вулканитов: 1) континентальных субщелочных базальтов трапповой формации (эбетинский, медногорский и кураганский комплексы, соответствующие одноименным свитам) ( $C_1-O_1$ ) [14, 20]; 2) переходных от континентальных к океаническим базальтов умеренно-щелочной и толеитовой серии ( $O_1?-O_2$ ), залегающих в нижней части разрезов поляковского и дергаишского комплексов, расположенных соответственно в северной и южной частях Вознесенско-Присакмарской СФЗ [13]; 3) океанических базальтов ( $O_2-S_1$ ), слагающих верхнюю часть разрезов поляковского и дергаишского комплексов; 4) субокеанических базальтов баулусского комплекса ( $O_2$ ), обнаруживающих черты океанических базальтов с островодужным уклоном [14]. Вулканиты второй, надсубдукционной островодужной, ассоциации Сакмарской и Вознесенско-Присакмарской зон представлены следующими главными комплексами: 1) чанчарским и мостостроевским ( $D_{1e_1}$ ) шошонитовой и щелочной серий; 2) ивановским комплексом ( $D_{1e_2}$ ) бонинит-толеитовой серии — аналогом бурибаевского комплекса Западно-Магнитогорской зоны; 3) железнодородным, утягуловским и верхнетаналыкским комплексами известково-щелочной серии ( $D_{1e_2}-D_{2ef_1}$ ); 4) ирендыкским комплексом толеитовой и известково-щелочной серий ( $D_{2ef_1}$ ). По материалам ГДП-200 и стратиграфических исследований [16; Жданов, 2003 г.], в зоне ГУР в Учалинском районе присутствуют фрагменты разрезов вулканогенно-тефроидных комплексов живетского и позднедевонского возраста и интрузивных комплексов ранне-, средне-, позднедевонского и каменноугольно-пермского возраста.

2. *Континентальные и океанические базальты.* В эволюционном ряду от континентальных рифтогенных базальтов к океаническим присутствуют 3 типа пород.

*Первый тип. Долерито-базальты* стадии континентального рифтогенеза на Южном Урале характеризуются наличием возрастной и латеральной геохимической зональности [14]. В Сакмарской зоне эти вулканиты выделены В.Т. Тищенко в медногорский и кураганский палеовулканические комплексы [20, 22]. Долерито-базальты этих комплексов обладают натриевой спецификой и заметно обогащены титаном, марганцем, высокозарядными элементами (Zr, Hf, Y, Nb, Th) [4, 14]. Подобный стиль микроэлементного спектра весьма характерен для внутриплитных субщелочных траппоидов, что хорошо проявлено на диаграмме Nb/Yb – Th/Yb [29].

*Второй тип. Базальты переходные* от континентальных к океаническим относятся к высокотитанистым (>2% TiO<sub>2</sub>), реже умереннотитанистым толеитовым и умереннощелочным базальтам. Для них характерны пониженные, по сравнению с континентальными траппоидами (тип I), концентрации MnO (0,14–0,28%), повышенные — Cr (90–332 г/т), широкий размах значений La/Yb (1,78–8,4), Ti/Zr (65,64–115). Величины отношений Th/Yb (0,18–0,63) и содержания MgO в этих базальтах понижены и сопоставимы с аналогичными характеристиками континентально-рифтогенных базальтов [14]. На спайдер-диаграммах и серии диаграмм хорошо видно, что значительная часть переходных базальтов обогащена литофильными элементами КИР, ВЗИ, РЗЭ и несет признаки обогащенных, близких к Т-Е-MORB типам. Однако их позиция в эволюционном ряду кембрийско-ордовикско-раннесилурийского вулканизма соответствует этапу перехода от стадии континентального рифтогенеза к океанической стадии и началу океанического вулканизма. Ассоциация базальтов переходного типа с кремнистыми породами, содержащими радиолярии, конодонты и граптолиты, свидетельствует о формировании кремнисто-базальтового разреза в глубоководном бассейне на значительном удалении от континентальных блоков, материал размыва которых в этих разрезах отсутствует.

*Третий тип. Базальты, сопоставимые с N-MORB*, относятся в большинстве своем к умереннотитанистому (III) типу. Наиболее устойчивые отличия среднеордовикских базальтов поляковского комплекса и его аналогов от базальтов СОХ заключаются в повышенных концентрациях K<sub>2</sub>O и пониженных MgO. При этом вся совокупность проб Вознесенско-Присакмарской зоны (исключая островодужные породы) обнаруживает тренд обогащения элементами КИР, повышенные значения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr (0,7034–0,7066), и пониженные <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd (0,51223–0,51276) [30]. Пробы эффузивных базальтов (SU-97, SU-99, N-429a, рис. 4 А, Б) [30] по характеру распределения микроэлементов РЗЭ, ВЗИ и по наличию дефицита ЛРЗЭ, хорошо проявленного на графике значений порода/хондрит (рис. 4 Б), соответствуют N-MORB типу. Отличия заключаются в повышенных концентрациях ΣFe\* (11,07–16,56%), K<sub>2</sub>O (0,66–2,02%), Rb (8,1–45,7 г/т), Cs (0,45–0,73 г/т), Ba (79,6–318 г/т), низких — Na<sub>2</sub>O (0,72–2,35%), пониженных — MgO, варьирующих в интервале 5,14–8,86%.

Значения La/Yb в базальтах, наиболее близких к N-MORB, составляют 0,96–1,1, что несколько выше, чем в стандартных N-MORB.

Судя по повышенным значениям La/Yb и другим геохимическим характеристикам, степень плавления мантии при образовании исходных магм умереннотитанистых базальтов Южного Урала была несколько меньшей, чем при выплавлении базальтов N-MORB [3, 25]. Приведенные сведения, а также информация, изложенная ранее, позволяют говорить о сходстве океанических базальтов поляковского комплекса с толеитами Императорского хребта и базальтами океанической трапповой формации [3, 5, 24, 28].

В целом по направленности эволюция кембрийско-ордовикско-силурийского базальтового вулканизма Южного Урала близка к таковой, установленной в Красноморском регионе [1, 26].

3. *Стадия островодужного вулканизма и колчеданное оруденение в пределах Кракинско-Медногорской и Вознесенско-Присакмарской зон.* В пределах Кракинско-Медногорской зоны в островодужную стадию сформировались железнодородный (D<sub>1</sub>?), чанчарский (D<sub>1e1</sub>) и утягуловский (D<sub>1e2</sub>–D<sub>2ef1</sub>) вулканические комплексы. Железнодородный вулканический комплекс имеет базальт-андезит-риолитовый состав. Базальты этого комплекса относятся к низкотитанистому типу и имеют геохимические характеристики толеитовой островодужной серии. Пласты базальтов перекрывают

рудные тела Комсомольского и Блявинского колчеданных месторождений. Подрудная и рудовмещающая части разреза сложены вулканитами риодацитового полифациального комплекса [2, 7, 15]. Среди надрудных базальтов присутствуют линзы кремнистых пород. Пачка кремнистых и гематит-кварцевых пород, содержащая девонские конодонты [19], перекрывает рудовмещающие толщи. Выше по тектоническому контакту [7] залегают кремнисто-базальтовые толщи ордовикского и силурийского возраста баулусского и блявинского субокеанических вулканических комплексов. Эти данные позволяют предполагать девонский возраст колчеданного оруденения Блявинской синформы [22]. Такому выводу не противоречит и абсолютный возраст околорудных серицитов Комсомольского месторождения 370–380 млн. лет [6].

*Чанчарский вулканический комплекс* ( $D_{1e_1}$ ) сложен высококалиевыми низкотитанистыми субщелочными и щелочными вулканическими породами, близкими к шошонитовой островодужной серии, выделенными в трахибазальтовую формацию [11] раннеэмского возраста [10].

*Утягуловский комплекс* ( $D_{1e_2}$ – $D_{2ef_1}$ ) соответствует утягуловской свите. По конодонтовой фауне возраст свиты принимается как поздний эмс – ранний эйфель. Базальты комплекса по концентрациям Zr, Ti, Cr, Co, Ni относится к островодужным известково-щелочной и субщелочной сериям [4]. Дискуссионным является объем комплекса, в частности, принадлежность к нему умеренотитанистых базальтов района пос. Ракитянка [4, 19, 22].

Островодужная стадия вулканизма в пределах Вознесенско-Присакмарской зоны, скорее всего, проявилась лишь в мостостроевском ( $D_{1e_1}$ ) комплексе тефрит-шошонит-латит-трахитового состава в северной части Учалинского района. Здесь в районе д. Поляковка присутствует фрагмент вулканической постройки эпилейцитовых базальтов [23], а также дайки субщелочных пикробазальтов, прорывающие толщи ордовикского и силурийского (?) возраста [30]. Более молодые вулканические комплексы, представленные аналогами баймак-бурибаевской, ирендыкской, ултауской и бугодакской свит, скорее всего, оторваны от корневых зон и представляют собой фрагменты полихронной аккреционной призмы. Сохраняется некоторая неопределенность относительно вулканогенного комплекса бонинитов – островодужных толеитов – аналогов бурибайского комплекса Западно-Магнитогорской зоны. Предлагается назвать его *ивановским комплексом*, увязывая эту ассоциацию вулканических пород с кобальт-медноколчеданным типом оруденения, наиболее представительным на Ивановском и Ишкинском месторождениях в южной части Вознесенско-Присакмарской зоны, в Бурибайском и Гайском рудных районах.

*Ивановский островодужный вулканический комплекс* включает в себя дифференцированные вулканиты, субвулканические породы порфиривого облика со стекловатой и полнокристаллической структурами основной массы, олистостромовые пачки мегаобломочных, брекчиевых и гравийных осадочных пород, сложенных обломками серпентинизированных ультрабазитов, габброидов, габбро-диоритов, кремнистых осадочных пород. Общая характеристика комплекса слагается из материалов по Ишкинскому, Ивановскому, Дергамышскому рудным полям [8, 9, 13, 17, 21, 27]. Колчеданное оруденение кобальт-медноколчеданного типа приурочено к пачке серпентинитовых конглобрекчий в нижней части разреза комплекса, залегающих на массивных серпентинитах с тектоническим, а иногда со стратиграфическим контактом.

*Работа выполнена при финансовой поддержке программы «Поволжье», РФФИ (№ 11-05-97008), программы № 27П РАН, совместного проекта УрО РАН, СО РАН, ДВО РАН и ИГ УНЦ РАН № 12-С-5-1022.*

#### Литература:

1. Альмухамедов А.И., Медведев А.Я. К геохимии инициальных стадий базальтового вулканизма // Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. – Новосибирск: Наука, 1986. – С. 49–69.
2. Бельков Ю.П. Вулканические образования Урала // Палеовулканизм рудного поля Комсомольского месторождения и колчеданное рудообразование. – Свердловск, 1978. – С. 121–127.
3. Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли: связь во времени и пространстве. – М.: Наука, 2010. – 606 с.
4. Вулканизм Южного Урала / И.Б. Серавкин, А.М. Косарев, Д.Н. Салихов и др. – М.: Наука, 1992. – 197 с.
5. Герасимовский В.И., Поляков А.И., Дурасова Н.А. и др. Исландия и срединно-океанический хребет. Геохимия. – М.: Наука, 1978. – 184 с.

6. **Гаррис М.А.** Этапы магматизма и метаморфизма в доорогенной истории Урала и Приуралья. – М.: Наука, 1977. – 296 с.
7. **Даниленко С.А.** О химизме надрудных базальтов Комсомольского месторождения // Микроэлементы в магматических, метаморфических и рудных формациях Урала: Сборник статей / БНЦ УрО АН СССР. – Уфа, 1991. – С. 116–121.
8. **Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В., Херрингтон Р.** Рудно-формационный и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана. – Миасс: ИМин УрО РАН, 2001. – 315 с.
9. **Захаров А.А., Захарова А.А.** Стратиграфическое расчленение и петрохимическая характеристика силурийских вулканогенных образований Присакмарской синклинали на восточном склоне Урала // Стратиграфия палеонтология докембрия и палеозоя Южного Урала и Приуралья // Уфа: БФАН СССР, 1972. – Вып. 16. – С. 18–26.
10. **Иванов К.С., Пучков В.Н.** Геология Сакмарской зоны Урала (новые данные). – Свердловск, 1984. – 85 с.
11. **Кориневский В.Г.** Калиевые щелочные базальтоиды эйфеля Сакмарской зоны Мугоджар // Ежегодник–70 / ИГиГ УНЦ АН СССР. – Свердловск, 1971. – С. 16–19.
12. **Кориневский В.Г.** Геологическая история палеоокеанических бассейнов Южного Урала: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. – М., 1989. – 47 с.
13. **Косарев А.М., Знаменский С.Е., Серавкин И.Б., Родичева З.И.** Особенности химизма вулканитов Вознесенско-Присакмарской зоны // Геологический сборник № 3 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа, 2003. – С. 152–161.
14. **Косарев А.М., Шафигуллина Г.Т.** Геохимические особенности базальтов стадии континентального рифтогенеза Южного Урала // Геологический сборник № 9 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2011. – С. 153–163.
15. **Кропачев С.М., Бородаев Ю.С., Гончарова Т.Я.** Блявинский рудный район // Палеозойский вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. – М.: Изд-во МГУ, 1968. – С. 97–150.
16. **Маслов В.А., Артюшкова О.В.** Стратиграфия палеозойских образований Учалинского района Башкирии. – Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2000. – 140 с.
17. **Мелекесцева И.Ю.** Гетерогенные кобальт-медноколчеданные месторождения в ультрамафитах палеоостроводужных структур / *Отв. ред. В.В. Зайков.* – М.: Наука, 2007. – 245 с.
18. **Пучков В.Н.** Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. – Уфа: Даурия, 2000. – 146 с.
19. **Рязанцев А.В., Борисенко Д.В., Дубина С.В. и др.** Очерки по региональной тектонике // Общая структура Сакмарской зоны Южного Урала в районе Медногорских колчеданных месторождений – М.: Наука, 2005. – Т. 1: Южный Урал – С. 84–135
20. **Серавкин И.Б., Родичева З.И.** Кракинско-Медногорский палеовулканический пояс: Препр. / АН СССР. Уральское отд. Башкирский науч. центр. Ин-т геологии. – Уфа, 1990. – 53 с.
21. **Симонов В.А., Зайков В.В., Бушман Б., Ковязин С.В.** Условия формирования базальтоидов Ишкининского колчеданного месторождения (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов – 2000. Открытие, оценка, освоение месторождений. – Миасс: ИМин УрО РАН, 2000. – С. 174–181.
22. Стратиграфия и корреляция вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала / *В.А. Маслов, В.Л. Черкасов, В.Т. Тищенко и др.* – Уфа: УНЦ РАН, 1993. – 216 с.
23. **Фролова Т.И., Островская Е.В.** О находке щелочных вулканогенных пород на восточном склоне Южного Урала // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала: Труды II Уральского петрограф. совещ. – Свердловск, 1969. – Т. 3: Базальтоидный магматизм и его металлогения. – С. 254–257.
24. **Щека С.А., Куренцова Н.А.** Магматические комплексы океанов // Сов. геология. – 1981. – № 11. – С. 67–76.
25. **Bailey J.C., Frolova T.I., Burikova I.A.** Mineralogy, geochemistry and petrogenesis of Kurile island-arc basalts // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1989. – Vol. 102. – P. 265–280.
26. **Gass J.G.** The evolution of volcanism in the junction area of the Red Sea, Gulf of Aden and Ethiopian rifts // *Philos. Trans. Roy. Soc. London A.* – 1970. – Vol. 267, No 1181. – P. 369–381.
27. **Jonas P.** Tectonostratigraphy of oceanic crustal terrains hosting serpentinite – associated massive sulfide deposits in the Main Uralian Fault Zone (South Urals): PhD thesis. – Freiberg, 2003. – 123 p.
28. **Moorbath S., Sigurdsson H., Goodwin R.** K-Ar ages of the oldest exposed rocks in Iceland // *Earth and Planet. Sci. Lett.* – 1968. – Vol. 4, No 3. – P. 197–205.
29. **Pearce J.A.** Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // *Continental basalts and mantle xenoliths / C.J. Hawkesworth & M.J. Norry (eds.).* – Nantwich, Shiva, 1983. – P. 230–249.
30. **Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A. et al.** Arc-continent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the Forearc–arc Complex // *Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present: Geophysical Monograph,* 132. – 2002. – P. 101–134.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ, ПЕТРОГРАФИИ И ГЕОХИМИИ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД РУДНЫХ ПОЛЕЙ ОЗЕРНОГО И ЗАПАДНО-ОЗЕРНОГО КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

*А.М. Косарев, И.Б. Серавкин, К.Р. Мунисбаева*

*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа; E-mail: amkosarev@mail.ru*

В работе кратко изложены новые данные по стратиграфии улутауской и карамалыташской свит, петрографическим и геохимическим особенностям вулканических, вулканогенно-осадочных и метасоматически измененных пород этих свит северного фланга площади рудных полей Озерного и Западно-Озерного колчеданных месторождений. Материалом для изучения служил керн глубоких скважин, пробуренных в 2010–2012 гг.

### **1. Стратиграфическое расчленение разреза флангов Западно-Озерного и Озерного месторождений.**

Основные стратиграфические подразделения флангов Западно-Озерного и Озерного рудных полей были выделены предшествующими работами [1] и подтверждаются нашим анализом имеющихся материалов. Нами в процессе работ уточнено (детализировано) стратиграфическое расчленение улутауской и верхней части карамалыташской свит.

**Улутауская свита ( $D_2\text{zv}-D_3\text{f}$ )** в Учалинском и Верхнеуральском рудных районах и рассматриваемой площади представлена, главным образом, тефроидными отложениями, выделенными нами в верхнюю толщу ( $D_2ul_2$ ). В некоторых структурах в свите встречаются эффузивы дацитового и андезидацитового состава, туфы и вулканические брекчии этого состава, отнесенные нами к нижней толще ( $D_2ul_1$ ), а также субвулканические тела андезитоидов, состав которых варьирует от андезибазальтов до андезидацитов. Субвулканические андезитоиды развиты преимущественно в обрамлении кольцевой структуры — палеокальдеры., возможно, среди андезитоидов присутствуют не только субвулканические, но и экструзивно-эффузивные фации, образующие потоки и послыйные апофизы, отходящие от экстрезий и субвулканических тел.

Вулканогенно-осадочные породы верхней толщи ( $D_2ul_2$ ) улутауской свиты с максимальной вскрытой мощностью около 700 м подразделяются на несколько пачек. В верхней части свиты выделяется пачка туфов и тефроидов, обломки которых имеют преимущественно состав кварцевых риолитовых порфиров, от мелкопорфировых до мегафировых. Эта пачка, выделенная нами как маркирующий горизонт ( $D_2ul^M$ ), особенно четко выражена в северной части изучавшейся территории, где имеет мощность 100–150 м. Среди туфов и тефроидов залегает 2 маломощных (от 2 до 10–15 м) горизонта эффузивных кварцевых порфиров, протяженностью в меридиональном направлении около 600 м, в широтном — свыше 1 км. В составе тефроидов маркирующей пачки, кроме преобладающих кварцевых порфиров, содержатся обломки андезитов, базокварцевых дацитов и андезидацитов и криноидных известняков. Выше и ниже маркирующей пачки выделяются тефроиды с разнообразным составом обломков: андезитов, базальтов и андезибазальтов, базокварцевых дацитов, известняков и кварц-гематитовых пород (яшмоидов). В верхней части разреза свиты (выше маркирующей пачки) преобладают обломки пород среднего состава. В тефроидах, подстилающих маркирующую пачку, состав обломков изменчив: в одних местах преобладает андезитовый материал (например, скв. 7077, 1661, 1672), в других — обломки риодацитов и базальтов или преимущественно риодацитов (скв. 1042, 1674, 1042), а также преимущественно базальтов (скв. 7076). В нижних горизонтах верхней толщи улутауской свиты преобладают обломки андезитов и базальтов и содержатся известняки; в самых нижних частях повсеместно развита пачка слоистых мелкообломочных тефроидов песчано-гравийной размерности (скв. 7076, 7077, 1661, 7073 и др.).

**Карамалыташская свита ( $D_2kr$ )** на изучавшейся площади представлена, главным образом, верхней кислой толщей ( $D_2kr_4$ ). Отдельными скважинами вскрыта верхняя часть базальтовой толщи ( $D_2kr_3$ ), а также кислые вулканыты второй толщи ( $kr_2$ ) — скв. 1019 и 1680.

В составе четвертой толщи карамалыташской свиты предлагается выделить 2 подтолщи, отличающиеся набором вулканогенных пород и поэтому имеющие значение в качестве маркирующих при геологических построениях.

*Верхняя подтолща четвертой толщи карамалыташской свиты ( $D_2kr_4^2$ )* представлена кислыми породами, среди которых наиболее типичными для этой подтолщи являются кварцевые риодациты мегафиоровые, крупно- и мелкопорфировые. Они слагают экструзивные тела и эффузивные потоки, в сумме иногда образующие небольшие вулканические постройки, например, в районе скв. 7069. Наряду с этим типом пород, в подтолще  $kr_4^2$  присутствуют туфы кварцевых риолитов, а также эффузивы дацитового и андезидацитового состава с порфировыми выделениями плагиоклаза. Мощность подтолщи  $kr_4^2$  меняется от 80 м до 340 м.

*Нижняя подтолща четвертой толщи карамалыташской свиты ( $D_3kr_4^1$ )* сложена переслаивающимися андезидацитами, дацитами, туфами кислого, базальтового и смешанного состава с подчиненным объемом эффузивных базальтов. Преобладают кислые породы эффузивной и пирокластической фаций. В туфах смешанного состава обычно присутствуют обломки кварцевых риодацитов. Мощность (перебуренная) составляет от 50 м до 120 м.

*Вторая толща карамалыташской свиты ( $D_2kr_2$ )*, вскрытая скважинами 1019 и 1680, датирована нами в соответствии с материалами геологов Учалинского филиала ОАО «Башкиргеология». Однако возможно эти отложения принадлежат к нижней подтолще четвертой толщи карамалыташской свиты. На это указывают малые мощности толщи  $kr_3$  по скв. 1019 (77 м, инт. 556–633 м) и состав толщи по скв. 1680 (инт. 681–950 м), представленной до глубины 806 м вулканическими бречиями с разнообразным составом обломков, сложенных кислыми эффузивами, андезибазальтами, базальтами и габброидами.

Вопрос о выделении на этом участке толщи  $kr_2$  и, соответственно, учалинского рудоносного уровня остается открытым.

**2. Петрографические и петрохимические особенности пород. Улутауская свита. Тефроиды, терригенно-тефроидные породы улутауской свиты** представлены гранулометрическими разновидностями от псефитовой до алевролитовой. Эти породы преобладают в разрезе улутауской свиты и слагают толщи с многопорядковой ритмичностью, при преобладании регрессивных ритмов. В псефитовых, гравийно-лапиллиевых и псаммитовых слоях почти всегда обнаруживается градационная сортировка обломочного материала. Тефроидный характер отложений определяется присутствием линз эффузивно-(пирокласто)-лавокласто-тефроидных пород близкого петрографического состава. Наиболее распространенный петрографический тип тефроидов гравийно-лапиллиевой и гравийной размерности имеет смешанный состав с преобладанием обломков андезибазальтов и андезитов и с переменным количеством обломков кислых пород, базальтов, диабазов, с примесью обломков интрузивных пород габбро-диоритового и диоритового составов. Терригенная составляющая наиболее четко диагностируется по присутствию обломков органогенных известняков и кремнистых пород алевролитового и алевропелитового типов. В гравийно-псаммитовых типах тефроидов заметно увеличивается значение кристаллокластической составляющей, главным образом представленной обломками кристаллов плагиоклаза.

*Терригенно-тефроидные породы (tl)* представлены несколькими типами. Наиболее часто встречающийся первый тип — брекчии и гравелиты вулканогенных пород различного состава в смеси с обломками органогенных известняков. Второй тип представлен тефроидами вулканогенных пород, содержащими примесь обломков кремнистых пород различной степени окатанности. Третий тип примыкает ко второму, но в этих породах преобладает кремнистообломочный материал.

*Терригенно-тефроидные породы первого типа*, состоящие из слабо окатанных обломков вулканитов и известняков, чаще всего располагаются в нижней части разреза улутауской свиты. В разрезе скв. 7073 присутствуют брекчии крупнообломочные и глыбовые с обломками органогенных известняков, достигающих в поперечнике 20 см. В составе обломков вулканогенных пород преобладают кислые породы дацит-риодацитового состава, составляющие до 60–70% обломочного материала.

**Карамалыташская свита.** В составе третьей толщи ( $kr_3$ ) карамалыташской свиты преобладают вулканы базальт-андезибазальтового состава эффузивной и лавокластической (пирокластической)

ческой?) фаций. Верхняя подтолща четвертой толщи карамалыташской свиты ( $kr_4^2$ ) сложена преимущественно кремнекислыми породами, среди которых широким распространением пользуются риодациты мелкопорфировые кварц-плагиоклазовые, в меньших объемах присутствуют средне-крупнопорфировые кварцевые риодациты и кварцевые мегафиры. Не ясно положение в разрезе толщи андезидацитов – кварцевых андезитов. По положению в разрезе скв. 7080 эта толща залегает ниже толщи улутауской свиты, сложенной терригенно-тефроидными отложениями, содержащими многочисленные обломки известняков. Линзы массивных известняков живетского возраста в разрезе колчеданного месторождения им. XIX Партсъезда традиционно относятся к улутауской свите. Не исключено, что андезидациты и кварцевые андезиты образуют пачку переходного типа на границе карамалыташской и улутауской свит. Более логичным кажется отнесение пачки эффузивно-экструзивных андезидацитов – кварцевых андезитов в состав улутауской свиты. Этот тип пород (андезиты) встречается также в верхних частях разрезов карамалыташской свиты на Бакр-Узякском, Александринском, Курпалинском участках, что позволяет говорить об элементах переходности от карамалыташской свиты к улутауской.

В нижней подтолще  $kr_4^1$  наряду с кислыми породами различного типа порфировости присутствуют прослои вулканических брекчий смешанного состава, реже самостоятельные слои, сложенные базальтовыми и андезибазальтовыми пироксеновыми и пироксен-плагиоклазовыми порфиритами, по облику сходными с основными вулканитами  $kr_3$  Курпалы-Контрольного участка.

*Дациты, риодациты, и риолиты мелкопорфировые кварц-плагиоклазовые.* Риодацит кварц-плагиоклазовый (проба 7078/39,7) мелко-среднепорфировый с фенокристаллами кварца размером до 2–2,5 мм, с микролитомикрозернистой структурой основной массы. Присутствует темноцветный минерал, замещенный хлоритом, по форме, скорее всего, пироксен. Вторичные минералы: карбонат, хлорит, лейкоксен, пренит, эпидот. В пробе 7078/39,7 содержание  $SiO_2$  – 68,7%, суммарная щелочность ( $K_2O + Na_2O$  – 6,4%) соответствует известково-щелочному риодациту, низкоглиноземистому ( $Al_2O_3$  – 13,3%), с умеренным содержанием железа ( $\Sigma FeO'$  – 4,46%), низким  $MgO$  (1,7%), повышенным  $Na_2O$  (5,4%), умеренным  $K_2O$  (1%), характерными для низкокалийевой серии. Содержания  $Zr$  – 70,5%,  $Nb$  – 1,07 г/т,  $Cr$  – 12,7 г/т,  $Sr$  – 214 г/т соответствуют стандартным концентрациям в низкокалийевых сериях островных дуг Западно-Тихоокеанской зоны, в частности Курило-Камчатского островодужного фрагмента.

*Риолит гематитизированный* (проба 7073/645,) содержит мелкие вкрапленники плагиоклаза и имеет стекловатый облик. Высокое содержание  $SiO_2$  (85,0%) и низкие концентрации  $Al_2O_3$  (9,7%),  $CaO$  (0,5%),  $MgO$  (0,7%),  $Na_2O$  (0,4%) и  $K_2O$  (0,1%) свидетельствуют об окварцевании, разложении плагиоклазов и выносе  $Ca$ ,  $Na$  и  $K$ .

*Риодацит крупнокварцевый* кварц-плагиоклазовый (проба 7078/292,2), с размером фенокристов кварца 3–4 мм, с фельзитомикрозернистой структурой основной массы. Вторичные минералы: карбонат, серицит, хлорит, единичные зерна гематита. По химическому составу эта порода довольно близка к пробе 7078/39,7 и входит в ту же ассоциацию кислых пород эффузивно-экструзивного комплекса карамалыташской свиты.

*Андезибазальт* стекловатый зеленовато-серый (7073/611), с карбонатными миндалинами с гиалопилито-пилотакситовой основной массой, в которой содержатся четыре поколения выделений плагиоклаза, среди которых 3 генерации плагиоклаза – микролиты разных размеров от крупных до мелких, а первая генерация представлена таблитчатыми кристаллами с признаками резорбции (возможно ксенокристаллы). Вторичные минералы: карбонат, хлорит, эпидот, альбит.

**3. Петрографические и петрохимические особенности пород улутауской свиты в палеокальдере, пересеченной скв. 7080.** В скважине 7080 выделяются два относительно крупных фрагмента разреза, характеризующие подводную кальдеру. Верхний интервал разреза от 4,6 м до 254,3 м относится к улутауской свите. Этот интервал содержит метасоматически измененные тефроиды с обломками известняков, пласты кремнекислых пород дацитового состава, тефроидные лапиллиево-мелкоагломератовые брекчии мелкокварцевых дацитов и несколько интервалов интрузивных пород габбро-диоритового и диоритового состава. Второй – нижний интервал от 254,3 до 800 м относится к вулканогенной толще улутауской свиты, сложен в верхней своей части (254,3–461 м) брекчиями

игнимбритовидными мелкообломочными андезитового и дацитового составов с обликом, характерным для рудоносных комплексов. В интервале 325–377 м зафиксирована пирит-сфалеритовая минерализация.

Интервал разреза 461–800 м сложен преобладающими кварцсодержащими андезитами, андезидацитами. Их особенностью является большое количество мелких (до 1 см диаметром) включений габбро-диоритового состава. Породы неравномерно и с различной интенсивностью брекчированы и подвержены вторичным (серицит, карбонат, кварц, хлорит, пирит, редко сфалерит) изменениям с прожилково-вкрапленной, иногда гнездовой сульфидной минерализацией.

По результатам химического анализа туфы андезитов содержат  $\text{SiO}_2$  — 54,3%;  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  — 5,45%;  $\text{MgO}$  — 5,11%;  $\text{CaO}$  — 5,4%;  $\text{Na}_2\text{O}$  — 1,1%;  $\text{K}_2\text{O}$  — 0,5%. Повышенные концентрации Sr (135 г/т) и Ni (37,7 г/т) могут быть связаны с присутствием ксенолитов серпентинитов. Обращают на себя внимание повышенные концентрации Rb (9,61 г/т) и Sr (510 г/т), что может быть связано с вторичными преобразованиями (серицитизация, карбонатизация). Этой же причиной могут быть обусловлены (?) низкие концентрации Zr (30 г/т) и Nb (1,23 г/т).

В целом разрез скв. 7080 по своим внешним структурно-текстурным признакам похож на надрудную (возможно рудовмещающую?) зону колчеданного месторождения. Присутствие обильного карбоната, возможно, свидетельствует о фланговом структурном положении зоны метасоматических изменений, вскрытых скв. 7080.

Петрохимические и геохимические особенности комплекса андезидацитов — андезитов рассматриваются на основании 6 полных силикатных анализов петрогенных окислов и 1 пробы ICP-MS (проба 7080/649,2) с широким набором микроэлементов. По петрохимическим материалам основные петрогенные окислы варьируют в следующих пределах  $\text{SiO}_2$  — 56,47–60,90%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 15,17–16,44%,  $\Sigma\text{Fe}^*$  — 3,5–7,9%,  $\text{MgO}$  — 2,27–6,6%,  $\text{Na}_2\text{O}$  — 1,0–1,35%,  $\text{K}_2\text{O}$  — 0,2–0,5%. В шлифах в пробах 7080/501, 7080/573, 7080/716,5, 7080/757 присутствуют мелкие редкие фенокристы кварца, окаймляемые ажурной реакционной оторочкой, свидетельствующей, совместно с одновременным угасанием всей площади зерен кварца, о магматическом их генезисе. Низкие концентрации  $\text{K}_2\text{O}$  в андезитах наводят на предположение, что чешуйчатый минерал может быть парагонитом, известным на колчеданных месторождениях Урала, по данным Г.Н. Пшеничного. Низкие концентрации в этих породах Zr (30 г/т), Nb (1,08 г/т), Ba (113 г/т), La (2,21 г/т) свидетельствуют о принадлежности пород к толеитовой островодужной серии, либо это все метасоматические породы с аллохимическими околорудными изменениями пропилитового типа. Содержания Cu в андезитах скважины 7080 варьируют от 21 до 66 г/т, Zn — от 60 до 130 г/т.

В скв. 7080 интервал преимущественно пиритовой минерализации охватывает нижнюю часть вулканогенно-осадочного разреза улутауской свиты и андезидацит-андезитовый лавокласто-эффузивно-экструзивный фрагмент разреза мощностью более 500 м, содержащий сульфидную, преимущественно пиритовую, иногда пирит-сфалеритовую минерализацию. По геологическим данным, эта минерализация охватывает субвулканическую корневую зону диорит-порфиритов и андезитов, вулканическую зону, соответствующую разрезу нижней части улутауской свиты ( $ul_1$ ) и низы вулканогенно-осадочного разреза улутауской свиты ( $ul_2$ ).

**4. Характеристика интрузивных габбро-диоритов — диоритов.** *Габбро-диориты и диориты ( $D_2\check{z}v$ ).* Представителем этой группы являются интрузивные породы, изученные нами в скв. 7080, 7082 и др. В химическом анализе 7082/151  $\text{SiO}_2$  — 58,36%;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 17,8%;  $\text{MgO}$  — 3%;  $\text{CaO}$  — 5,68%;  $\text{Na}_2\text{O}$  — 4,45%. Эти данные показывают, что первичная порода, скорее всего, соответствовала диориту, но была подвержена автометаморфизму и гидротермальному метасоматозу с заметной деанортитизацией — альбитизацией и, возможно, окварцеванием. В шлифе 7082/678 под микроскопом диагностируется габбро-диорит среднекристаллический с габбровой, переходной к призматическизернистой структурой, с редкими зернами магматического кварца и фенокристами клинопироксена и довольно большим количеством зерен того же пироксена, соразмерных со среднезернистой структурой породы. Вторичные минералы представлены хлоритом, в меньших количествах карбонатом, соссюритом и гидрослюдами, кварцем. Анализ петрогенных окислов пробы 7082/678 ( $\text{SiO}_2$  — 52,7%;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 18%;  $\text{MgO}$  — 7%;  $\text{CaO}$  — 9%;  $\text{Na}_2\text{O}$  — 2,35%;  $\text{K}_2\text{O}$  — 0,27%) свидетельствует о близости его к первичному составу.

Пробы вулканогенных, субвулканических и интрузивных пород (скв. 7073, 7080, 7082), по которым проведен химический анализ петрогенных окислов, обнаруживают высокие потери при прокаливании (ппп), достигающие 3,46–10,26%. Известно, что в ппп в качестве главных компонентов входят  $H_2O$  и  $CO_2$ . Установлено, что главными вторичными минералами метасоматических пород, присутствующих в разрезе скв. 7080, являются альбит, кварц, карбонат, серицит, хлорит, пренит, эпидот. К водосодержащим минералам относятся серицит, хлорит, пренит, гидрослюда. Углекислота в больших количествах содержится в карбонатах. В кальците содержание  $CaO$  составляет 56%,  $CO_2$  — 44%. В веществе ппп отсутствуют кварц и альбит, в связи с чем образование минералов, содержащих  $H_2O$  и  $CO_2$ , ведет к понижению абсолютного содержания  $SiO_2$  в объеме породы. Учитывая высказанные выше позиции, мы пересчитали аналитические материалы на безводный остаток. В результате показано, что повышенные ппп, по петрографическим данным, связанные с интенсивной карбонатизацией, приводят к заметному понижению в сумме петрогенных окислов доли  $SiO_2$ . В первичных вулканических породах среднего состава Камчатки ппп (вместе с  $H_2O^+$ ) варьирует от 0,0 до 1,5%, очень редко достигая в роговообманковых андезитах 2,8%. Эти сведения позволяют сделать вывод о существенном привносе в породу  $CO_2$  в процессе метасоматических преобразований. В результате измененные породы, которые классифицировались по  $SiO_2$  как андезибазальты – андезиты – андезидациты, при вычете из суммы петрогенных окислов ппп и приведении этой суммы к 100%, имеют колебания содержаний  $SiO_2$  от 62,68% до 67,1% и входят в группу андезитов-андезидацитов-дацитов.

Таким образом, на участке присутствует большая группа пород средне-основного габбро-диоритового состава субвулканической фации, которая, судя по всему, смыкается с экструзивно-эффузивными субвулканическими андезитами улутауской свиты, но не является последними.

*Работа выполнена при финансовой поддержке программы «Поволжье», РФФИ (№ 11-05-97008), программы № 27П РАН, совместного проекта УрО РАН, СО РАН, ДВО РАН и ИГ УНЦ РАН № 12-С-5-1022.*

#### Литература:

1. Минеральные ресурсы Учалинского горно-обогатительного комбината / И.Б. Серавкин, П.И. Пирожок, В.Н. Скуратов и др. – Уфа: Баш. кн. изд-во, 1994. – 328 с.

## К ПЕРСПЕКТИВАМ ОБНАРУЖЕНИЯ БОГАТЫХ РУД МАРГАНЦА В УЛУ-ТЕЛЯКСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ

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

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

<sup>2</sup> Министерство природопользования и экологии РБ, г. Уфа

Улу-Телякское месторождение марганца известно с 40-х годов XX века и локализовано в отложениях филипповского горизонта кунгурского яруса нижней перми в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и Каратауского выступа Башкирского антиклинория. На месторождении выявлено и подготовлено два типа руд — марганцовистые известняки (около 7%  $MnO$ ) и бедные глинистые руды (около 16%  $MnO$ ). Последние годы рядом структур предпринимаются попытки вовлечения в разработку марганцовистых известняков и поиска новых, более богатых рудных залежей на прилегающих территориях.

В поисковых работах геологи ориентируются на гипотезу В.В. Голоты формирования марганцевого оруденения при разгрузке сероводородных вод «подготовительного бассейна», обогащенных марганцем [1]. В качестве подготовительного бассейна В.В. Голотой рассматривается Юрюзано-Сылвенская депрессия, а в качестве путей поступления (палеопротливов) — современные

синклинальные структуры Каратауского выступа. В структуре рудного поля им, по аналогии с Никопольским марганцеворудным районом [3], выделяются зоны оксидных, карбонатных и сульфидных руд марганца, последовательно сменяющиеся с востока на запад. Исходя из данной гипотезы, в качестве перспективных на обнаружение богатых оксидных руд рассматриваются восточные части рудного поля, примыкающие к синклиналям Каратауской структуры (палео-проливам).

В целом гипотеза «промежуточных бассейнов» отвечает на многие вопросы, позволяет уйти от малоинформативных трансгрессивно-регрессивных моделей марганцеворудного процесса. Однако в ходе ознакомления с материалами по месторождению и примыкающей территории мы столкнулись с фактами и построениями, противоречащими данной схеме:

- образования, принимаемые В.В. Голотой за седиментогенные рыхлые оксидные руды, являются продуктами преобразования марганцовистых известняков в молодых корах выветривания. Об этом вполне определенно свидетельствуют реликтовые полосчатые текстуры рыхлых руд, наблюдаемые прямые переходы известняков в оксидные руды с сохранением текстурных особенностей, столбообразные формы рудных тел. Наблюдаемое увеличение объемов рыхлых руд в восточной части рудного поля объясняется увеличением степени тектонической и гипергенной проработки субстрата;
- сопоставление «палеопроливов», служивших путями подводки рудных вод в кунгурское время, с современными отрицательными структурами, выполняющими фронтальные части тектонических пластин Каратауской структуры, никак не обосновано;
- непосредственно южнее месторождения, в пределах Предуральского прогиба картируется Лемезино-Михайловская впадина, обособленная с юга валообразным субширотным поднятием в ложе прогиба и выполненная соленосными отложениями филипповского яруса. Депрессия существовала длительное время. Наличие в верхней части артинских отложений, выполняющих ее ложе, маломощных слоев, резко обогащенных сульфидами и органическим веществом («депрессивный тип разреза» [2]), свидетельствует о присутствии в ее пределах в докунгурское время обстановок сероводородного заражения, способствующих концентрации марганца в придонной воде. Таким образом, Лемезино-Михайловская впадина Предуральского прогиба вполне пригодна на роль «подготовительного бассейна». Мощные горизонты натриевых, калиевых солей и сульфатолитов впадины несут признаки образования из перемещенных рассолов и потоков (псаммитовые структуры, ламинарная косая слоистость сульфатов, большие мощности, высокая чистота солей).

На наш взгляд, более логична модель формирования Улу-Телякского марганцеворудного района за счет разгрузки придонных сероводородных вод «подготовительного бассейна» Лемезино-Михайловской впадины (рис.).

В качестве события, побудившего такую разгрузку, можно рассматривать быстрое поступление порций тяжелых соленых рассолов из прилегавших к впадине с запада и юго-запада лагун. Рассолы заполняли впадину и вытесняли более легкие сероводородные марганцовистые воды. Вытесненные воды, преодолевая зону небольших артинских рифовых построек, маркирующих перегиб западного борта Предуральского прогиба, могли двигаться по межрифовым понижениям («палеопроливам») и поступать в улутелякскую лагуну, располагавшуюся, по-видимому, гипсометрически несколько ниже по отношению к более южным участкам борта платформы.

Поступление кислых вод, вероятно, вызывало временное нарушение процесса садки сульфатов и развитие карбонатных матов, которые и фиксировали марганец в своем составе. По мере движения вод в северном и западном направлении они теряли рудную нагрузку, и накопление марганцовистых известняков сменялось накоплением их не-марганцовистых разновидностей.

Исходя из данной гипотезы, в качестве перспективных на выявление богатых оксидных руд марганца или/и более богатых марганцовистых известняков могут рассматриваться не восточные, а южные части района (особенно зоны межрифовых понижений). Однако перспективы обнаружения богатых руд не столь оптимистичны. Продуктивные горизонты могли быть в значительной степени эродированы, в южном направлении отложения филипповского горизонта испытывают погружение и перекрыты мощными средне-верхнепермскими и мезо-кайнозойскими комплексами.

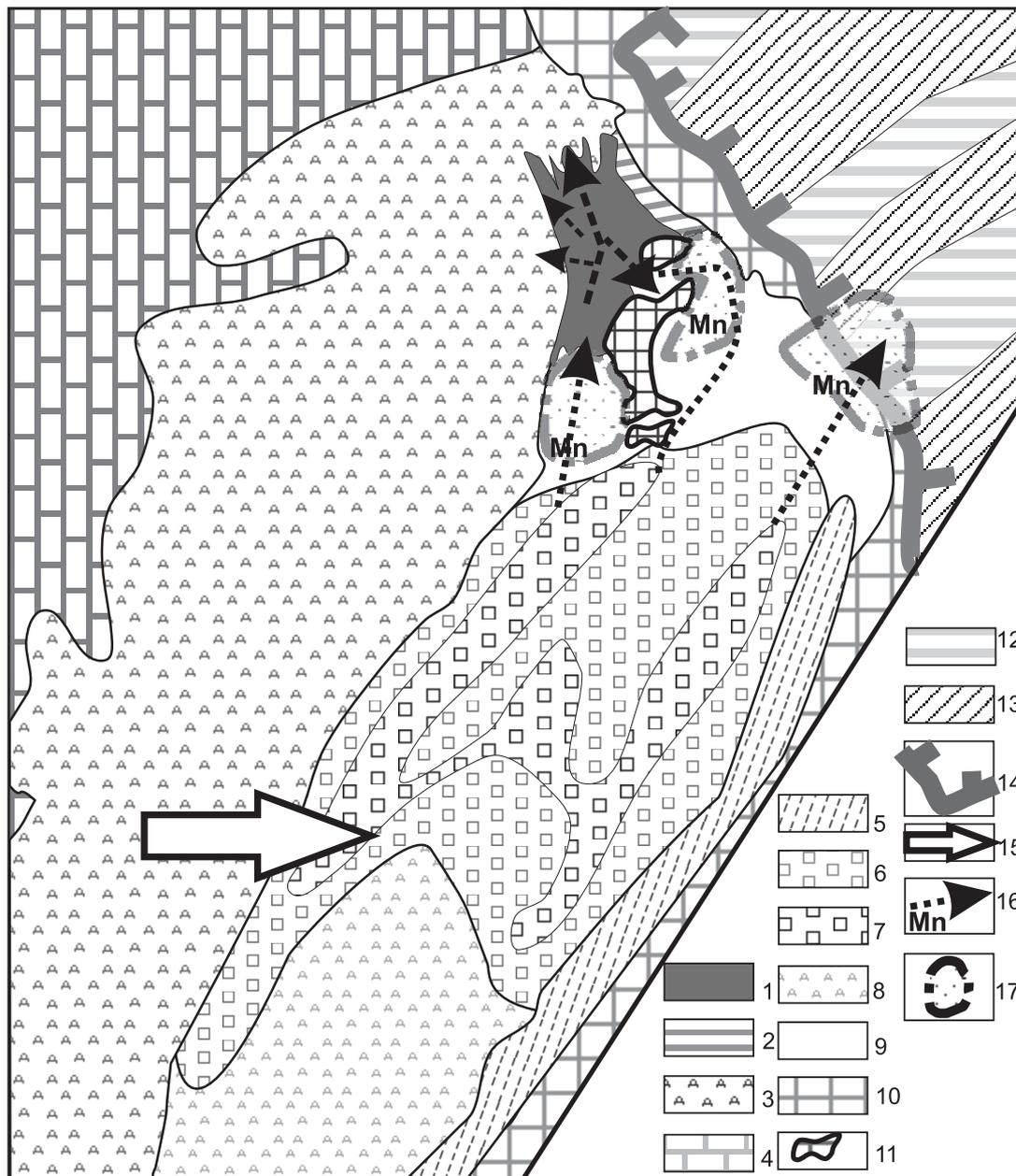


Рис. Литофациальная схема отложений филипповского горизонта ( $P_{1kg}$ ) масштаба 1:500 000

**Условные обозначения:** 1–9 — площади развития отложений филипповского горизонта: 1 — марганцевистых известняков в сульфатных отложениях, 2 — слабомарганцевистых и безрудных известняков восточной части рудного поля, 3 — безрудных известняков в сульфатных отложениях (сульфатный тип разреза), 4 — известняков (карбонатный тип разреза), 5 — терригенных отложений с маломощными горизонтами солей и сульфатов (восточный тип разреза), 6 — сульфатно-соленосных отложений, 7 — сульфатно-соленосных с калийными солями, 8 — маломощных карбонатно-сульфатных отложений, 9 — отложения горизонта не выявлены; 10 — отложения артинского яруса ( $P_{1ar}$ ); 11 — артинские «риффы»; 12–13 — комплексы Каратауского выступа: вендские, 13 — палеозойские; 14 — зона Каратауского надвига; 15 — возможное направление движения соленосных рассолов; 16 — возможные пути поступления марганцевых сероводородных вод; 17 — площади, перспективные на выявление богатых руд

#### Литература:

1. Голота В.В. Подготовительная стадия осадочного марганцерудного процесса. — <http://golota-ufa.narod.ru/default1.htm>.
2. Мизенс Г.А. Верхнепалеозойский флиш Западного Урала. — Екатеринбург: УрО РАН, 1997. — 345 с.
3. Рудные месторождения СССР / Под ред. В.И. Смирнова. — М.: Недра, 1978. — Т. 1. — 392 с.

## ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ОКСИ-ГИДРООКСИДОВ ЖЕЛЕЗА В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ ПО УЛЬТРАБАЗИТАМ УРАЛА

*Д.В. Кочергин, А.В. Кочергин*

*ООО «Уральское горно-геологическое агентство», г. Уфа*

Коры выветривания по ультрабазитам, благодаря приуроченности к ним месторождений силикатного никеля, относительно хорошо изучены. Последние десятилетия достигнут значительный прогресс в познании минералогии и закономерностей локализации силикатного никелевого и кобальтового оруденения [1, 2], однако окси-гидрооксиды железа в этих формациях остаются недостаточно изученными объектами. Познание особенностей их локализации представляет не только практический (в связи с возможностью их использования в качестве железных и пигментных руд), но и теоретический интерес, в связи с открывшейся дискуссией о механизмах образования уральских кор выветривания [3].

Материалы о типизации, особенностях локализации, взаимоотношениях окси-гидрооксидных руд железа получены нами в процессе работ по выявлению месторождений минеральных пигментов.

Гидрооксиды железа слагают верхнюю «охристую» зону коры выветривания [1, 3]. На различных объектах эта зона может локализоваться в различных условиях: плащеобразно перекрывать нонтронитовую зону (Сахаринское, Кемпирсайское месторождения) или располагаться непосредственно на ультрабазитах (часть залежей Буруктальского месторождения) или на силицитизированных серпентинитах (Халиловское месторождение), выполнять узкие, но глубокие зоны на контакте серпентинитов и мраморов (Липовское, Черемшанское месторождения).

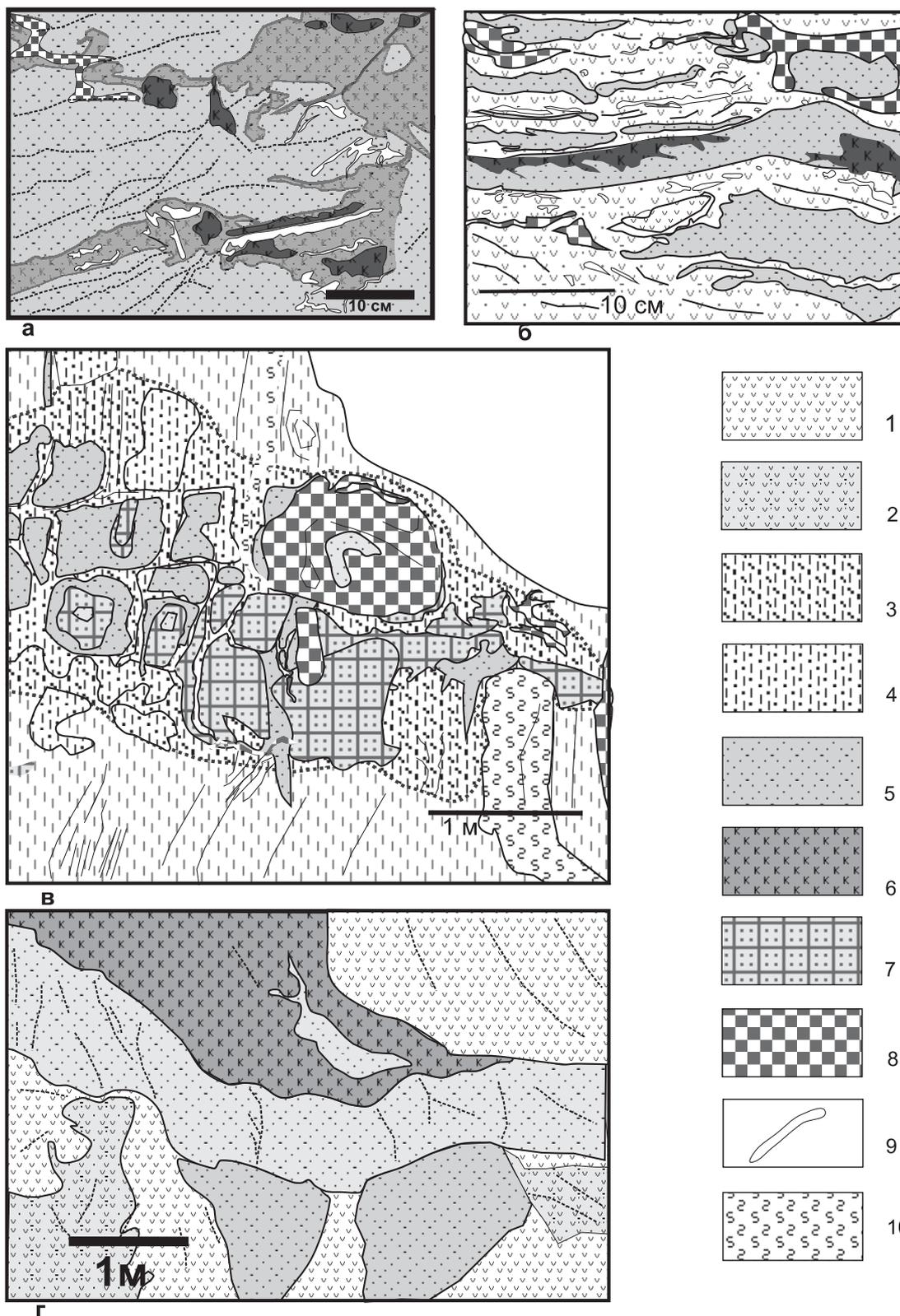
Анализ материалов показывает, что целесообразно выделить два типа тел окси-гидрооксидов железа: охристые и каменистые (плотные). По минеральному составу эти типы близки, они состоят из гетита и гематита, но различаются по агрегатному состоянию. Охристые руды состоят из дисперсных легко разрушающихся агрегатов, а плотные — из камнеподобных твердых образований, совершенно не диспергирующихся в водной среде. В свою очередь дисперсные руды можно разделить на гетитовые и гематитовые разности.

Полученные материалы показывают, что основными и наиболее ранними являются гетит-гидрогетитовые дисперсные образования, имеющие отчетливые коррозионные взаимоотношения по отношению к материнским породам. В качестве материнских могут выступать как ультрабазиты, так и нонтрониты. Причем в последнем случае переход глин в охры происходит постепенно. Реликтовая примесь нонтронита присутствует в таких охрах в значительных объемах. Для гетитовых охр по серпентинитам характерны небольшие выдержанные мощности, тонкополосчатые текстуры (рис. г), присутствие галлуазита, более высокие содержания железа и постоянное присутствие марганца в виде тонких «послойных» порошковатых выделений.

Текстурные особенности: наличие гнездообразных выделений, секущих петрографическую неоднородность материнских пород, заливообразные границы, «перескоки» послойных выделений, в то же время постепенные переходы в нонтрониты, петрографический контроль определенно свидетельствуют об инфильтрационно-остаточном характере процесса охрообразования.

Гематитовая минерализация развита неравномерно и эпизодически и только на Сахаринском месторождении является существенной. Зачастую она проявлена в тонких «прослойках», перемежающихся с гетитовыми. Однако иногда четко фиксируется наложенный коррозионный характер гематитовой минерализации (рис. б, в). Гематитовая (гидрогематит?) зона заливообразными границами проникает в тела гетитовых охр, причем в зоне перехода руды имеют смешанный гетит-гематитовый состав. Вероятно, что основная масса гематита сформирована позднее гетита за счет его перекристаллизации.

Каменистые руды развиты преимущественно в верхней части коры выветривания. Изучение этих образований на ряде объектов площадного типа (Сахаринское, Буруктальское месторождения) показывает, что они выполняют покров (кирасу), перекрывающий все зоны коры выветривания.



**Рис. Текстуры особенности окси-гидрооксидных руд железа в корках выветривания по ультрабазитам**

**Условные обозначения:** 1 — серпентиниты; 2 — охристые серпентиниты; 3 — охристая структурная кора выветривания; 4 — охристая структурная кора выветривания с халцедоном; 5 — гетитовые охры (интенсивность окраски фона соответствует интенсивности обохривания); 6 — гематитовая минерализация (интенсивность окраски фона соответствует концентрации гематита); 7 — охристые каменистые разности; 8 — каменистые разности; 9 — выделения белых галлаузитовых глин; 10 — выделения халцедона

На объектах линейного типа каменные руды выполняют крутопадающие изменчивые тела, в незначительных количествах могут присутствовать и в нонtronитах и даже в серпентинитах, однако и здесь они развиты преимущественно на верхних горизонтах.

В обнажениях четко фиксируются коррозионные границы этих руд с гетитовыми и гематитовыми охрами. Преимущественно плотные окси-гидроксиды развиваются по границам раздела любого рода — трещинам, прожилкам любого состава, формируя желвачки, корочки, «слойки». Проникая в благоприятный субстрат, корочки и желвачки разрастаются, образуя более значительные выделения, вплоть до «пластов», в центральной части которых фиксируется несколько генераций каменных гетитов, колломорфные, брекчиевые и прожилковидные текстуры.

#### **Выводы:**

Полученные предварительные результаты изучения окси-гидроксидов железа свидетельствуют о многостадийном характере их генерации и большой роли инфильтрационных процессов.

Наиболее ранними являются дисперсные гетитовые разности (охры), сформировавшиеся за счет местной мобилизации и инфильтрации по нонtronитовому или серпентинитовому субстрату. Гематитовая минерализация формировалась несколько позднее.

Процесс формирования каменных (плотных) гидроксидов оторван по времени от процесса массой генерации охристых руд и связан с мобилизацией и переотложением железа поверхностными водами.

#### **Литература:**

1. Гинзбург И.И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация // Кора выветривания. — М.: Изд-во АН СССР, 1963. — Вып. 6. — С. 71–101.
2. Лазаренков В.Г., Таловина И.В., Воронцова Н.И. и др. Никелевые хлориты оксидно-силикатных месторождений Урала // Литология и полезные ископаемые. — 2011. — № 4. — С. 352–361.
3. Михайлов Б.М. Рудоносные коры выветривания. — Л.: Недра Ленингр. отд., 1986. — 236 с.

## **МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВАЯ БАЗА ОБЩЕРАСПРОСТРАНЕННЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ РЕСПУБЛИКИ БАШКОРТОСТАН**

*О.Н. Лаздина, А.И. Смирнов*

*Министерство природопользования и экологии РБ, г. Уфа*

Минерально-сырьевая база общераспространенных полезных ископаемых (МСБ ОПИ) Республики Башкортостан служит основой для развития промышленности строительных материалов, проведения работ по строительству автомобильных и железных дорог, аэропортов, трубопроводов и многих других инженерных сооружений, необходимых для обеспечения жизнедеятельности предприятий и населения республики, благоустройству населенных пунктов, берегоукреплению и т. д.

Усилиями геологов Башкортостана за 80 лет существования государственной геологической службы создана мощная сырьевая база неметаллических полезных ископаемых, являющаяся основой для стройиндустрии республики.

Большой вклад в поиски и разведку ОПИ Башкортостана в разные годы внесли: В.С. Адамчак, Р.М. Акбашев, Б.П. Алексеев, С.М. Аминев, В.В. Голота, В.И. Громилин, Л.Ф. Дикарева, Г.Ш. Жданов, Н.И. Завьялов, П.С. Звягин, В.Г. Казаков, Р.Ш. Кальянова, В.Д. Карпов, З.Ф. Логинова, В.И. Макаров, С.В. Махмутов, В.Р. Николаев, Н.Н. Соловьев, И.Г. Тарасов, И.П. Топко, Н.А. Фаткулин, Л.М. Федоренко, М.С. Филиппова, Ф.Г. Халиуллина, С.Г. Чебан и др.

В Башкортостане имеется почти весь набор видов ОПИ, встречающихся в России. Территориальным балансом запасов в республике учтены 13 видов ОПИ: песчано-гравийная смесь

и песок строительный, кирпично-черепичное сырье и строительные камни, гипс и ангидрит, агрохимическое сырье, торф и др.

Между тем распространены месторождения по видам ОПИ по территории республики далеко не равномерно, что обусловлено ее своеобразным геологическим строением. Расположение территории Республики Башкортостан в пределах двух крупных тектонических структур: Волго-Уральской антеклизы (возвышенное и равнинное Предуралье) и Уральской складчатой системы (горный Урал и равнинное Зауралье) предопределило широкое разнообразие слагающих структуры горных пород, обуславливающее распространение месторождений ОПИ.

В равнинном и возвышенном Предуралье республики с комплексом осадочных верхнепалеозойских пород и широким распространением аллювиальных плиоцен-плейстоценовых отложений преобладают наиболее крупные месторождения песчано-гравийной смеси, песка строительного, кирпично-черепичного сырья, гипса, агрохимических руд. Горный Урал и равнинное Зауралье Башкортостана из всех видов ОПИ наиболее богаты запасами строительного камня на щебень, который необходим в дорожном строительстве. Поделочные и облицовочные камни ОПИ широко применяются в настоящее время для декоративной отделки фасадов зданий, обустройства тротуаров курортов и санаториев, зон отдыха населения. Сегодня они весьма модны и очень востребованы в ландшафтном дизайне.

Особое положение занимают торфяные месторождения, которые распространены на территории Башкортостана почти повсеместно. Между тем наиболее крупные месторождения торфа, в соответствии с геоморфологическими и гидрологическими условиями Южного Урала и Предуралья, распространены в северо-западных и центральных районах республики, а также в Учалинском районе.

По состоянию на 01.01.2012 территориальным балансом запасов на территории Башкортостана учтены запасы по 733 месторождениям ОПИ, из них 206 месторождений (~40%) находится в распределенном фонде недр, остальные месторождения ОПИ числятся в государственном резерве.

Кроме того, территориальным балансом запасы учтены по 267 месторождениям торфа площадью 10 га и более, а учитывая мелкие месторождения торфа, их количество достигает 900.

Производство строительных материалов полностью обеспечено разведанными запасами кирпичных и керамзитовых глин, песчано-гравийной смеси, строительных камней и песков, гипса, карбонатных пород для производства извести. На 01.01.2012 разведанные запасы песчано-гравийной смеси составляют 803,6 млн. м<sup>3</sup>, песка строительного 99,2 млн. м<sup>3</sup>, камня строительного почти 796,4 млн. м<sup>3</sup>, глины кирпичной 335,9 млн. м<sup>3</sup>, гипса 519,5 млн. т.

Добычу песчано-гравийной смеси осуществляют многие добывающие предприятия республики. Наибольший объем добычи песчано-гравийной смеси ведут ООО «Речной порт Уфа», ООО «Речной порт Бирск», ЗАО «Трансгидромеханизация», строительного камня — ОАО «Сангалыкский диоритовый карьер» и ООО «Казаякский карьер». Наибольший объем добычи кирпичных глин и суглинков ведут кирпичные заводы, ООО «БашРемСтройСервис», ООО «КарьерУправление» и ОАО «Керамика».

ОАО «Башкиравтодор» ведет добычу строительного камня, песчано-гравийной смеси и строительного грунта для дорожного строительства почти во всех районах республики.

Добыча основных видов ОПИ в 2011 году составила:

- песчано-гравийная смесь, тыс. м<sup>3</sup> — 4009;
- камень строительный, тыс. м<sup>3</sup> — 1648;
- глина кирпичная, тыс. м<sup>3</sup> — 631;
- гипс, тыс. т — 480.

Средний годовой прирост запасов основных видов ОПИ за последние 5 лет в Башкортостане составил:

- песчано-гравийная смесь — 8,7 млн. м<sup>3</sup>,
- глины и суглинки кирпичные — 1,2 млн. м<sup>3</sup>,
- строительные камни — 3,7 млн. м<sup>3</sup>,
- гипсы и ангидриты — 11,6 млн. т.

Дефицита запасов ОПИ в республике на сегодня нет. Между тем большинство месторождений ОПИ Республики Башкортостан, как и России, разведано более 40–50 лет тому назад. За это

время, в силу природных явлений и техногенных факторов, изменились некоторые параметры части месторождений. Кроме того, часть месторождений, находящаяся в экономически освоенных районах, вблизи крупных городов, застроена жилыми и производственными зданиями, дачными поселками или находятся на землях сельскохозяйственного назначения и лесного фонда. Сегодня достоверно установлено, что около 80 месторождений ОПИ частично попали под застройку. Более того, часть запасов песчано-гравийного материала, разведанных вдоль русел рек, уничтожена из-за размыва берегов в ходе естественного развития речной эрозии.

Данные обстоятельства определяют необходимость постановки ревизионных работ с целью современной оценки состояния месторождений ОПИ (остаточных запасов и перспектив их разработки — пересчет запасов).

С целью информационного обеспечения недропользования в рамках реализации РЦП «Экология и природные ресурсы Республики Башкортостан (на 2004–2010 гг. и период до 2015 г.)» в 2009–2012 гг. Минэкологии РБ велось целевое финансирование работ по теме «Пополнение и уточнение кадастра месторождений и проявлений общераспространенных полезных ископаемых Республики Башкортостан».

В результате был создан ГИС-проект масштаба 1:25 000 для почти 300 месторождений ОПИ.

Создание полноценного ГИС-проекта масштаба 1:25 000 для всех месторождений ОПИ позволит более качественно исполнять государственную функцию «Ведение государственного баланса запасов общераспространенных полезных ископаемых», а также более оперативно оказывать государственные услуги Минэкологии РБ:

- Предоставление заключений о наличии (отсутствии) месторождений общераспространенных полезных ископаемых на застраиваемых участках (справка о безрудности);
- Предоставление информации об отсутствии (наличии) месторождений ОПИ собственникам земельных участков, землепользователям, землевладельцам и арендаторам земельных участков.

## УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЗОЛОТО-КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЛТЫН-ТАШ В ЛИСТВЕНИТАХ, ЮЖНЫЙ УРАЛ: ДАННЫЕ ПО ФЛЮИДНЫМ ВКЛЮЧЕНИЯМ

*И.Ю. Мелекесцева<sup>1</sup>, А.М. Юминов<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> *Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс, E-mail: melekestseva-irina@yandex.ru*

<sup>2</sup> *Южно-Уральский Государственный Университет, Геологический факультет, г. Миасс,  
E-mail: umin@mineralogy.ru*

**Введение.** Геологическое строение и минералогические особенности многих золоторудных месторождений Южного Урала хорошо изучены, однако вопросы источников вещества и условий образования руд во многом остаются открытыми [6]. Настоящая работа посвящена условиям образования золото-кварцевых жил Алтын-Ташского месторождения на основе изучения флюидных включений.

Месторождение находится в 40 км к югу от г. Миасс и в 1 км восточнее пос. Алтын-Таш и приурочено к зоне расланцевания в северной суженной части Магнитогорского прогиба, которая примыкает с запада к зоне ГУР [Лобанов и др., 1974ф; 6]. На территории месторождения имеются многочисленные траншеи, каналы и мелкие карьеры. На месторождении развиты андезибазальты с телами различных метасоматитов. Рудные тела представлены кварцевыми жилами и убого сульфидизированными лиственитами. Содержание золота достигает 19–25 г/т [Лобанов и др., 1974ф].

Золото в сульфидно-анкерит-кварцевых жилах представлено 1) видимыми частицами (до 0,5 мм) в кварце (мас. %: Ag 10,92–13,03; Cu 0,28–0,45; Hg 0,02–0,53); 2) угловатыми, удлинёнными

зернами (до 30 мкм) на контакте кварца и сульфидов, а также в окисленных прожилках пирита и халькопирита (мас. %: Ag 14,21–26,05 (1 ан. 9,23); Cu 0,6–7,08); 3) микроскопическими частицами (до 10 мкм) в гетите (мас. %: Ag 0 18 (1 ан.); Cu 1,67–2,94 (до 10,76 в 1 ан.)) [4].

**Результаты работ.** Для оценки температур гомогенизации ( $T_g$ ), эвтектики ( $T_э$ ), плавления последнего кристаллика льда ( $T_л$ ), тройной точки  $CO_2$  ( $T_T$ ) и частичной гомогенизации  $CO_2$  ( $T_{гCO_2}$ ) минералообразующих растворов были изучены прозрачно-полированные пластинки кварца из золото-сульфидно-анкерит-кварцевой жилы (обр. АТ-6). Жила находится в юго-восточной части месторождения и вскрыта небольшим карьером. Анализы проводились по стандартным методикам [1, 3, 5] в микрокриотермокамере Linkam THMSG-600 с использованием микроскопа Olympus BX 51-52 и программного обеспечения LinkSystem 32 DV-NC (лаборатория термобарогеохимии, ЮУрГУ, г. Миасс, аналитик А.М. Юминов).

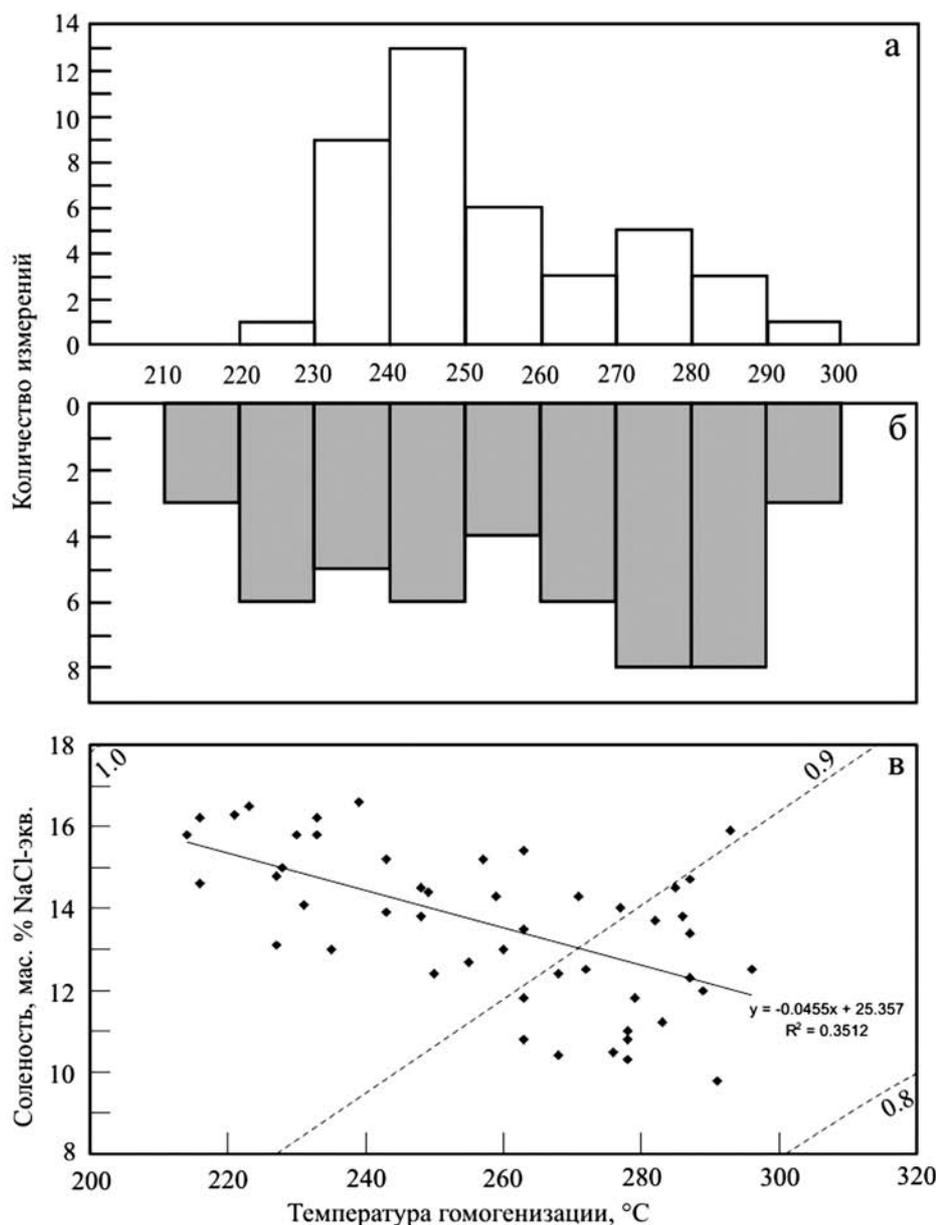
При комнатной температуре флюидные включения в кварце разделяются на три группы. Первую группу представляют доминирующие первичные светлые двухфазные (газ + жидкость) включения размером 3–20 мкм (чаще 7–12 мкм), в которых газовый пузырек занимает 70–80% площади. В более редких трехфазных включениях отмечается наличие жидкой  $CO_2$  в газовом пузырьке. Включения равномерно распределены по всему объему зерен группами по 3–5 штук. Форма включений округло-овальная либо неправильная без отростков, местами с элементами внутренней огранки. Включения замерзают при  $T -92...-100^\circ C$  ( $n=6$ ).  $T_g$  включений в газовую фазу ( $n=41$ ) варьирует от 229 до  $294^\circ C$  (среднее  $254^\circ C$ , мода  $240-250^\circ C$ ) (рис. а).  $T_T$  составляет  $-54,9...-57,1^\circ C$  ( $n=16$ ), что указывает на преобладание  $CO_2$  в газовой составляющей, однако  $T_T$  ниже  $-56,6^\circ C$  может свидетельствовать о присутствии некоторого количества  $CH_4$ .

Вторая группа представлена более редкими первичными двухфазными (жидкость + газ) включениями размером 8–10 мкм, в которых газовый пузырек составляет 10–20% площади. Форма включений уплощенная, чуть вытянутая по длинной оси с небольшими отростками. Реже (10–15% включений) обнаруживаются трехфазные включения, в которых газовый пузырек занимает до 30% площади и содержит небольшое количество жидкой  $CO_2$ . Эти включения равномерно распределены по минералу и не образуют скоплений. Включения замерзают при  $T$  от  $-32$  до  $-48^\circ C$  ( $n=3$ ). Перекристаллизация начинается при  $T -27...-24^\circ C$ ;  $T_{гCO_2}$  составляет  $12,9-17,3^\circ C$  ( $n=10$ );  $T_T$  ( $n=6$ ) варьирует от  $-57,2...-50,9^\circ C$ , соответствуя жидкой  $CO_2$ , возможно, с некоторым присутствием  $CH_4$ . Давление флюида, рассчитанное по плотностям углекислоты, составляет 1,2–1,5 кбар.

$T_g$  этого типа включения в жидкую фазу ( $n=49$ ) составляет  $214-296^\circ C$  (среднее  $258^\circ C$ , мода  $70-290^\circ C$ ) (рис. б).  $T_э$  варьирует от  $-20,5$  до  $-22,5^\circ C$  ( $n=49$ ), при этом наибольший пик ( $n=15$ )  $-21,2...-21,4^\circ C$  соответствует солевой системе  $NaCl-H_2O$ . Слабый пик ( $n=5$ ) в интервале  $-21,8...-22,0^\circ C$  может свидетельствовать о присутствии солевой системы  $NaCl-NaHCO_3-H_2O$ .  $T_л$  ( $-7...-13,2^\circ C$ ,  $n=49$ ) указывает на соленость растворов 9,8–16,6 мас. %  $NaCl$ -экв. (среднее и мода — 13,6 и 14–15 мас. %  $NaCl$ -экв., соответственно). Значения  $T_g$  и солености слабо обратно пропорциональны друг другу (рис. в). Плотность флюида оценивается приблизительно в  $0,83-0,97$  г/см<sup>3</sup> (рис. в).

Третью группу составляют мелкие (5–7 мкм) двухфазные (жидкость + газ) включения трубчатой формы с длинными отростками, в которых газовый пузырек занимает 5–10% площади. Включения находятся среди групп мелких однофазных включений, сгруппированных в вытянутые прерывистые цепочки, секущие несколько зерен. Возможно, в эту группу попадают вторичные и мелкие первично-вторичные включения,  $T_g$  которых варьирует от 118 до  $316^\circ C$  (среднее  $236^\circ C$ ,  $n=25$ ).

**Выводы.** Сосуществование включений, обогащенных  $CO_2$  и  $H_2O$ , их гомогенизация в газовую и жидкую фазы соответственно, близкие интервалы  $T_g$  ( $229-294$  и  $214-296^\circ C$ ) и увеличение солености по мере уменьшения температуры свидетельствуют о кристаллизации кварца из флюида, разделенного на две фазы: газовую и жидкую [7 и др.]. Одинаковые  $T_g$  сосуществующих включений также предполагают их близость истинным температурам минералообразования [2]. Однако ярко выраженный пик  $T_g$  включений, обогащенных  $H_2O$ , характеризуется более высокой температурой ( $270-290^\circ C$ ) по сравнению с таковым для включений, обогащенных  $CO_2$  ( $240-250^\circ C$ ) (рис. а, б). При этом ярко выраженный пик  $T_g$  включений, обогащенных  $H_2O$ , совпадает со слабым



**Рис.** Гистограммы температур гомогенизации для существенно газовых (а) и существенно водных (б) флюидных включений и зависимость температур гомогенизации и солености для существенно водных включений (в). Пунктирные линии обозначают значения плотности (г/см³) и взяты из работы [8].

пиком  $T_H$  включений, обогащенных  $CO_2$ , и наоборот. Возможно, это говорит о некотором временном разрыве в захвате существенно газовых и водных включений по мере кристаллизации кварца.

Подобные двухфазные включения наблюдаются в кварце многих золоторудных месторождений мира, в частности, крупного Березовского месторождения [2].  $T_H$  включений в кварце Березовского месторождения (270–295 °C) совпадает с пиком  $T_H$  для включений, обогащенных  $H_2O$ , в кварце Алтын-Ташского месторождения. Однако соленость растворов (7,6–18,2 мас. % NaCl-экв.) и давление флюида (0,9–2,5 кбар) в кварце Березовского месторождения варьирует больше, чем в кварце Алтын-Ташского месторождения. Учитывая давление флюида, можно предположить, что образование золото-кварцевых жил Алтын-Ташского месторождения происходило на глубинах 4–5 км.

Таким образом, золото-кварцевые жилы Алтын-Ташского месторождения образовались из  $CO_2 - H_2O - NaCl \pm NaHCO_3$  флюида, претерпевшего фазовую сепарацию, при температурах

214–294 °С. Повышенная соленость (9,8–16,6 мас. % NaCl-экв.), возможно, отражает магматический вклад, что в дальнейшем будет проверено изотопными исследованиями.

Авторы благодарят В.В. Зайкова за обсуждение результатов работ.

Работы поддержаны грантом Президента РФ МК-485.2005.11 и РФФИ (№ 11-05-00187-а).

#### Литература:

1. Борисенко А.С. Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. – 1977. – № 8. С. 16–27.
2. Бортников Н.С., Сазонов В.Н., Викентьева О.В. и др. Роль магматогенного флюида в формировании Березовского мезотермального золото-кварцевого месторождения, Урал // Докл. РАН. – 1998. – Т. 363, № 1. – С. 82–86.
3. Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. Термобарогеохимия. – М.: Недра, 1979. – 271 с.
4. Мелекесцева И.Ю., Котляров В.А., Зайков В.В., Юминов А.М. Минералы золота и серебра Мечниковского и Алтын-ташского золоторудных месторождений в лиственитах, Южный Урал // Минералогия Урала–2011. – Миасс: ИМин УрО РАН, 2011. – С. 111–115.
5. Реддер Э. Флюидные включения в минералах. – М.: Мир, 1987. – 632 с.
6. Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А. Месторождения золота Урала. – Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2001. – 622 с.
7. Hurai V. Fluid inclusion geobarometry: Pressure corrections for immiscible H<sub>2</sub>O–CH<sub>4</sub> and H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub> fluids // Chemical Geology. – 2010. – Vol. 278. – P. 201–211.
8. Wilkinson J.J. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits // Lithos. – 2001. – Vol. 55. – P. 229–272.

## ИЗОТОПНЫЕ И ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПИРИТА И КАЛЬЦИТА ОРЛОВСКОГО ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНО-КВАРЦЕВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

С.В. Мичурин<sup>1</sup>, Н.Н. Анкушева<sup>2</sup>, С.Е. Знаменский<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии унц ран, г. Уфа

<sup>2</sup> Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

Месторождение расположено в северной части Учалинского района республики Башкортостан в 0,5 км юго-западнее д. Орловка. Оно залегает в карбонатных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных породах ирендыкской свиты (D<sub>2</sub>ef<sub>1</sub>). В структурном отношении месторождение располагается в зоне чешуйчатого надвига юго-восточного падения. Породы в зоне надвига сильно рассланцованы и метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Рудные тела здесь представляют собой линейные зоны прожилковой золото-пирит-альбит-кальцит-кварцевой минерализации, локализованной во вторичных разрывах надвига. По нашим данным, в период рудообразования по ним происходили правые сдвиги-взбросовые движения.

Месторождение известно давно, оно было открыто во второй половине XIX века и частично отработано в 30–40-е годы прошлого столетия. Месторождение обладает относительно большими масштабами оруденения — за время его эксплуатации добыто более 800 кг золота [5]. Однако ранее изотопно-геохимических и термобарогеохимических исследований на месторождении не проводилось, и до сих пор остаются нерешенными вопросы его генезиса и источников рудного вещества. С целью решения этих вопросов нами проведено изучение изотопного состава серы пирита, изотопного состава углерода и кислорода кальцита из кварц-карбонатных прожилков, а также получены данные о температурах гомогенизации и фазовом составе флюидных включений в кальците. Изотопные и термобарогеохимические характеристики пирита и кальцита изучены в рудных телах и во вмещающих породах. Исследования в настоящее время не завершены, и предлагаемая работа является обобщением первых полученных результатов.

Измерения изотопного состава серы проводились на масс-спектрометре МИ-1201 в ИГ УНЦ РАН. Сера пирита для изотопного анализа окислялась до  $\text{SO}_2$  в вакууме при  $\sim 770^\circ\text{C}$  кислородом  $\text{CuO}$ . Воспроизводимость определений составляла  $\pm 0,3\%$ . Измерение изотопного состава углерода и кислорода выполнены в ЦКП «Геонаука» Института геологии Коми НЦ УрО РАН, руководитель группы В.Л. Андреичев. Разложение карбонатов до  $\text{CO}_2$  проводилось в ортофосфорной кислоте при температуре  $80^\circ\text{C}$ . Измерения осуществлялись на масс-спектрометре DELTA V Advantage (Thermo Fisher Scientific, Бремен, Германия). Точность определений  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  составляла  $\pm 0,2\%$ . Индивидуальные флюидные включения в кальците изучались методами криометрии и термометрии [1, 4]. Микротермометрические исследования проводились на базе лаборатории термобарогеохимии Южно-Уральского государственного университета (г. Миасс) в микрокриотермокамере THMSG-600 фирмы LINKAM, позволяющей производить измерения температур фазовых переходов в интервале температур от  $-196^\circ\text{C}$  до  $600^\circ\text{C}$ , на микроскопе OLYMPUS с объективом  $50\times$ . Управляющее программное обеспечение LinkSys V. 2.39. Точность измерений составляла  $\pm 0,1^\circ\text{C}$  в интервале температур  $-20\dots 80^\circ\text{C}$  и  $\pm 1^\circ\text{C}$  за пределами этого интервала. Концентрации солей в растворе оценивались по температуре плавления льда в пересчете на систему  $\text{H}_2\text{O} - \text{NaCl}$  по данным [7]. Фазовый состав солевых систем определялся по данным [1]. Обработка результатов измерений выполнена в программе STATISTICA 6.1. Подготовка препаратов с включениями (прозрачно-полированные шлифы, толщина  $0,2-0,3$  мм) производилась в шлифовальной мастерской ИГ УНЦ РАН.

По результатам изотопного анализа серы, углерода и кислорода видны определенные закономерности в распределении этих изотопов в пирите и кальците Орловского месторождения (табл.).

Таблица

### Изотопный состав серы пирита и изотопный состав углерода и кислорода кальцита в рудных и безрудных интервалах Орловского месторождения

№ обр.	вмещающая порода	минерал	$\delta^{34}\text{S}$ , ‰ (CDT)	$\delta^{13}\text{C}$ , ‰ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ , ‰ (SMOW)
<b>Рудные интервалы</b>					
4501/33,5	пироксен-плаггиоклазовый порфирит	пирит	5,1	—	—
4628/48,5	метаморфический сланец по осадочной (?) породе	кальцит	—	-2,3	13,9
4628/66,5		пирит	4,2	—	—
4628/67		кальцит	—	-1,1	14,3
<b>Безрудные интервалы</b>					
4628/15	пироксен-плаггиоклазовый порфирит	пирит	0,0	—	—
4628/22,5	туфопесчаник	пирит	9,7	—	—
4628/40	метаморфический сланец по осадочной (?) породе	пирит	9,4	—	—
4628/84	метаморфический сланец по порфириту	пирит	1,7	—	—
4628/114,5	алевролит	пирит	10,1	—	—
4628/114,5		кальцит	—	-1,9	15,3

Изотопный состав серы пирита в безрудных интервалах варьирует от нуля до  $10,1\%$ . Здесь он зависит от литологического состава вмещающих пород, и по этому параметру пирит отчетливо разделяется на две группы. В вулканогенных породах его значения  $\delta^{34}\text{S}$  ( $0,0$ ;  $1,7\%$ ) близки к сере метеоритного стандарта, а в осадочных вмещающих породах пирит значительно обогащен тяжелым  $^{34}\text{S}$  изотопом (величина  $\delta^{34}\text{S}$  колеблется от  $9,4$  до  $10,1\%$ ). Пирит из рудных интервалов при этом характеризуется промежуточным изотопным составом, его значения  $\delta^{34}\text{S}$  равны  $4,2$  и  $5,1\%$  (см. табл.).

Увеличение градиента в изотопном составе пирита по направлению от рудной зоны в окружающие породы можно было бы истолковать в терминах инфильтрационного потока с внешней диффузионной зоной. Однако в таком случае должно фиксироваться однонаправленное увеличение доли тяжелого  $^{34}\text{S}$  изотопа в околорудном ореоле [3], что в наших результатах не наблюдается.

Наиболее удовлетворительным объяснением полученных данных, на наш взгляд, является вывод о том, что источником серы сульфидной минерализации рудных тел выступали вмещающие породы. Рудная минерализация приурочена к зоне разлома, которая являлась областью разгрузки метаморфогенного флюида. При этом сера и, по-видимому, рудные компоненты извлекались из вмещающих вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. Это подтверждается и изотопным составом серы пирита из рудных интервалов, промежуточным между изотопным составом пирита из вулканогенных и из осадочных пород, а также относительной однородностью значений  $\delta^{34}\text{S}$  в пирите из осадочных пород, которая свидетельствует в пользу его эпигенетической перекристаллизации.

Кроме того, этот вывод согласуется и с результатами изотопного и термобарогеохимического изучения кальцита из кварц-карбонатных прожилков в рудных (4628/48,5) и безрудных (4628/114,5) интервалах. По изотопному составу углерода кальцит практически одинаков в рудных телах ( $\delta^{13}\text{C}$  равна  $-1,1$  и  $-2,3\text{‰}$ ) и во вмещающих осадочных породах ( $\delta^{13}\text{C} = -1,9\text{‰}$ ) (см. табл.). Отличие устанавливается только по изотопному составу кислорода, которое, однако, крайне незначительно и составляет всего  $1-1,5\text{‰}$ .

Термобарогеохимическое изучение проводилось по образцам кальцита, который представлен светлыми, прозрачными в тонком сколе зернами и мелкозернистой массой с аномальными цветами интерференции в скрещенных николях. Флюидные включения находятся в крупных прозрачных зернах. Присутствуют первичные и вторичные включения. Вторичные включения располагаются в виде цепочек или скоплений и приурочены к трещинам в минерале. Первичные включения имеют размеры, в среднем,  $5-10$  мкм, достигая  $20-30$  мкм, располагаются обособленно, редко образуя группы по  $2-3$  включения. Их форма — округлая, овальная, часто с элементами огранки. Встречены однофазные и двухфазные включения.

Измерения производились по двухфазным включениям, состоящим из прозрачной светлой жидкости и газового пузырька. При нормальных условиях ( $25^\circ\text{C}$ ) газовый пузырек занимает  $10-15\%$  объема включения. Физико-химические параметры растворов в образцах из рудных и безрудных интервалов перекрываются.

Гистограмма температур гомогенизации показывает сложный полимодальный характер распределения, с пиками —  $180-185$ ,  $190-205$  и  $210-220^\circ\text{C}$ . Также выделяется изолированный пик значений  $165-175^\circ\text{C}$ .

Температуры эвтектики флюидных включений образуют несколько интервалов. Большая часть определений попадает в интервал от  $-23,0$  до  $-23,9^\circ\text{C}$  (11 определений). Такие температуры эвтектики соответствуют солевой системе  $\text{NaCl}-\text{KCl}-\text{H}_2\text{O}$ . Единичные определения температур эвтектики  $-33,5$ ;  $-33,7$  (2 определения),  $-37,1$ ;  $-37,3$  (2 определения) и  $-35,3^\circ\text{C}$  указывают на присутствие солевых систем  $\text{MgCl}_2-\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{NaCl}-\text{FeCl}_2-\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{FeCl}_2-\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{Na}_2\text{CO}_3-\text{K}_2\text{CO}_3-\text{H}_2\text{O}$ . Концентрации солей составили  $2,5-6,5$  мас. %  $\text{NaCl}$ -экв. (37 определений). Значения солёности разделяются на два изолированных пика  $3-3,5$  и  $4-5$  мас. %  $\text{NaCl}$ -экв.

Сложный состав растворов с участием солей магния и железа и повышенные относительно морской воды концентрации солей в растворах могут быть обусловлены преобразованием морской воды в минералообразующий раствор при ее взаимодействии с вмещающими породами [2]. С другой стороны, в рудообразовании могли участвовать так называемые формационные воды (рассолы) [6], повышенная солёность которых является результатом растворения эвапоритов и/или мембранной фильтрации сквозь глинистые сланцы.

Известно, что температуры гомогенизации флюидных включений отражают минимальные температуры минералообразования. С учетом этого для расчета изотопного состава углерода и кислорода флюида по уравнениям фракционирования в системах кальцит —  $\text{CO}_2$  [8] и кальцит —  $\text{H}_2\text{O}$  [9] мы использовали среднее значение температуры  $200^\circ\text{C}$ . Расчеты показывают, что изотопный состав углерода  $\text{CO}_2$  флюида попадает в интервал от  $-2,1$  до  $-0,9\text{‰}$ , а кислорода  $\text{H}_2\text{O}$  флюида — от  $4,1$  до  $5,5\text{‰}$ . Такие значения  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  флюида попадают в поле метаморфической воды [6]. Вместе с тем значения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  флюида близки к изотопному составу осадочных морских карбонатных пород, при этом отметим, что в разрезе вмещающих пород месторождения присутствуют прослои мраморизованных известняков.

Таким образом, полученные в настоящее время изотопные и термобарогеохимические данные свидетельствуют в пользу гидротермально-метаморфогенного образования Орловского месторождения. Источником рудного вещества, вероятнее всего, выступали вмещающие вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, а формирование золоторудной минерализации связано с их преобразованием на регрессивной стадии зеленосланцевого метаморфизма.

*Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ и АН РБ (гранты 11-05-97021-р\_поволжье\_а, 12-05-31092), ФЦП Минобрнауки (ГК П 237) и проекта молодых ученых и аспирантов УрО РАН (№ 11-5-НП-554).*

#### Литература:

1. **Борисенко А.С.** Изучение солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. – 1977. – № 8. – С. 16–28.
2. **Бортников Н.С., Симонов В.А., Богданов Ю.А.** Флюидные включения в минералах из современных сульфидных построек: физико-химические условия минералообразования и эволюция флюида // Геология рудных месторождений. – 2004. – Т. 46, № 1. – С. 74–87.
3. **Константинов М.М., Косовец Т.Н., Кряжев С.Г. и др.** Строение и развитие золотоносных рудообразующих систем / Под ред. А.И. Кривцова. – М.: ЦНИГРИ, 2002. – 193 с.
4. **Реддер Э.** Флюидные включения в минералах: в 2-х т. – М.: Мир, 1987. – Т. 1. – 560 с.
5. **Салихов Д.Н., Ковалев С.Г., Беликова Г.И., Бердников П.Г.** Полезные ископаемые Республики Башкортостан (золото). – Уфа: Экология, 2003. – 223 с.
6. **Тейлор Х.П.** Применение изотопии кислорода и водорода к проблемам гидротермального изменения вмещающих пород и рудообразования // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. – М.: Мир, 1977. – С. 213–294.
7. **Bodnar R.J., Vityk M.O.** Interpretation of microthermometric data for H<sub>2</sub>O–NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and applications. – Pontignana–Siena, 1994. – P. 117–130.
8. **Ohmoto H., Rye R.O.** Isotope of sulfur and carbon // Geochemistry of Hydrothermal deposits / H.L. Barnes (ed.). – 1979. – P. 509–567.
9. **Zheng Y.-F.** Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals // Geochemical Journal. – 1999. – V. 33. – P. 109–126.

## КОМПЛЕКСНОЕ ЗОЛОТО-СУРЬМЯНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК: ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ, ПРИНЦИПЫ ОЦЕНКИ И ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

*С.К. Мустафин*

*Башкирский государственный университет, г. Уфа; E-mail: mustafin.sabir@yandex.ru*

Комплексное золото-сурьмяное оруденение (КЗСО) широко развито и обладает рядом генетических признаков, позволяющих выделять его как самостоятельный элемент сложного процесса рудообразования; в металлогении золото-антимонитовая формация известна давно [9].

Исследование вещественного состава и генетических параметров комплексного золото-сурьмяного оруденения представляет интерес как с теоретической (изучение эволюции процессов рудообразования), так и практической (обеспечение рационального использования минерального сырья, содержащего Sb, Au, Hg, Ag, Cu, Te, Se, W, Pt, PGE и др. при комплексном его освоении) позиций.

КЗСО широко развито в пространстве и времени, обладает генетическими параметрами, позиционирующими его как важное звено процесса эволюции рудообразования различных геологических эпох и геодинамических обстановок.

Современная концепция минералообразующих систем, развитие которой предполагает оптимизацию прогнозирования, интегрирует подходы, ориентированные на решение ряда базовых вопросов: 1) каковы геодинамическая история развития и геолого-тектоническое положение минералообразующей системы, 2) каково ее геолого-структурное строение, 3) откуда произошли флюиды, металлы и лиганды, 4) по каким путям мигрируют флюиды и какие силы вызывают их перемещение, каковы условия транспорта металлов в зону рудоотложения, 5) какие геолого-структурные и литологические факторы и физико-химические процессы благоприятны для накопления аномальных количеств металлов [5].

Обосновано выделение в пределах Среднеазиатской сурьмянорудной провинции (ССП) Центральной Азии комплексного золото-сурьмяного оруденения, представленного, в отличие от других сурьмянорудных провинций мира, развитием объектов как джаспероидного (стратиформного «под-экранного»), так и жильного типов, нередко сопряженных в пределах единых рудовмещающих структур.

Новыми, нетрадиционными для Центральной Азии, типами комплексного золото-сурьмяного оруденения являются: сурьмяно-антимонитовый (по составу сходный с Сейняйоки, Балтийский щит и др.), золото-антимонитовый (сходный с Верхояно-Колымской провинцией), гюбнерит-антимонитовый (сходный с Боливийской провинцией), золото-пиритовый (сходный с оруденением карлин-типа Невадийской провинции).

Новый, рассматриваемый в качестве своеобразной разновидности карлин-типа, вид комплексного золото-сурьмяного (с Hg, As, Tl и притоком природного углеводородного газа) оруденения джаспероидного типа локализуется во внутриформационных залежах под экраном из сланцев и ангидритов в обогащенной  $C_{\text{орг}}$  (0,2–3%) терригенно-карбонатно-эвапоритовой толще ( $D_{2-3}$ ). Золотоносный фрамбоидальный пирит содержит примеси Hg и Tl, самородное золото 2,5 мас. % Hg; длительное время наблюдался приток природного газа.

Установлены эволюционные ряды продуктивных парагенетических минеральных ассоциаций (ППМА). Для золото-сурьмяного оруденения джаспероидного типа это: золото-пиритовая → золото-кварцевая → кварц-антимонитовая → золото-киноварная ППМА; для золото-сурьмяного оруденения жильного типа: золото-пирит-арсенопиритовая → золото-пирротин-халькопиритовая → золото-кварцевая → кварц-жемсонитовая → золото-тетраэдритовая → кварц-сурьмяная → золото-антимонитовая → гюбнерит-антимонитовая → золото-диккитовая ППМА. Промышленная продуктивность комплексного минерального сырья обуславливается их совмещением.

Для месторождений комплексного золото-сурьмяного оруденения свойственны сложная структура, значительный вертикальный размах, проявление сложной зональности рудоотложения — латеральной в жильных телах, вертикальной в стратифицированных телах джаспероидов. Россыпеобразующий потенциал определяет золото-кварцевая ППМА.

Золото-сурьмяное оруденение Тянь-Шаня связано с рифтогенными интрузивными комплексами внутриплитного этапа, когда в условиях продолжающегося сжатия в  $P_2-T_1$  формировались разломы и внедрялись постколлизийные субщелочные и щелочные гранитные анорогенные интрузивные комплексы (А-типа) [8]. В Чаткало-Кураминской зоне Среднего Тянь-Шаня рифтогенез проявился в виде серии узких грабенов, выполненных субщелочными базальтоидами и андезитами. К разломам Кассанского грабена тяготеет комплексное золото-сурьмяное оруденение стратиформного (джаспероидного) и секущего (минерализованные зоны) структурных типов.

Основная группа объектов расположена в пределах новосформированного Тянь-Шанского супертеррейна (орогена), игравшего в герцинское время роль Кыргызско-Казахского микроконтинента [7].

Для ССП установлено, что комплексное золото-сурьмяное оруденение, являясь продуктом завершающих стадий позднегерцинского тектоно-магматического этапа эволюции региона, наиболее интенсивно проявлено на площадях с широким развитием предшествовавшего его образованию герцинского комплексного золотого оруденения ( $C_{2-3}$ ) и древних ( $S_2$ ,  $D_{2-3}$ ) россыпей, что в сочетании с данными изучения примесей золота и платиноидов в ведущих рудных минералах и результатами исследования изотопного состава свинца и серы руд свидетельствует в пользу проявления процесса реювенации при формировании золото-сурьмяных месторождений. К ком-

плексному золото-сурьмяному оруденению Центральной Азии термин «реювенация» нами применяется, как «...совокупность региональных процессов омоложения ранее сформированной континентальной коры с новыми проявлениями магматизма, метаморфизма и рудообразования, приводящая как к регенерации ранее созданных месторождений, так и возникновению новых генетических типов» [19].

В региональных рудоносных структурах Центральной Азии золото-сурьмяное оруденение тесно сопрягается с золото-ртутным, о чем свидетельствует гетерогенная группа золоторудных объектов золото-мышьяково-ртутного, золото-сурьмяно-ртутного типов, пространственно и генетически связанных с разными типами эндогенного оруденения (рудными комплексами). Однако заключение о их природе, как продуктах сформированных на верхних уровнях разных рудно-магматических систем [4], представляются дискуссионным. Сохраняют актуальность и нуждаются в дальнейшем комплексном изучении вопросы об источниках рудного вещества и возрасте оруденения.

Так, месторождение Воронцовское (Урал) рядом исследователей относится к карлин-типу, по наличию специализированной на золото толщи осадочных или эффузивно-осадочных отложений, источнику тепловой энергии для мобилизации, перемещения и последующей локализации золота в зоне рудоотложения, наличию экранирующих структурно-литологических барьеров для разгрузки растворов [20].

Вкрапленно-прожилковая сульфидная минерализация (3–5%) руд месторождения Олимпиада Енисейского края, главными минералами которой являются пирротин и арсенопирит, вблизи разрывных нарушений обогащена антимонитом и бертьеритом. В рудах содержатся аурустибит, самородная сурьма, киноварь, пирит, шеелит, халькопирит, сфалерит, тетраэдрит, висмутин и ряд других минералов [6]. Столь широкий спектр минералов руд можно рассматривать как признак реювенации.

Комплексные золото-мышьяково-сурьмяные руды Олимпиады содержат 60% общих запасов сурьмы Российской Федерации (As в руде 0,28%, Sb 0,25%). Полученный флотационный сульфидный концентрат содержит до 7–8% мышьяка и 6–8% сурьмы, при извлечении последней до 80–82%. Упорное золото ассоциирует преимущественно с арсенопиритом. Бактериальное выщелачивание обеспечивает переработку сульфидов на 95–96%, а последующее извлечение Au цианированием — до 90 и более процентов. Технологическая схема «флотация → бактериальное выщелачивание → цианирование» позволяет выделить Sb в виде товарного продукта, что повысит экономичность переработки комплексных золото-мышьяково-сурьмяных руд [11].

Формирование сурьмяной минерализации на месторождениях Енисейского края происходило при сходных физико-химических параметрах, существенно отличающихся от РТХ параметров формирования более высокотемпературной золото-арсенопирит-кварцевой и золото-полисульфидной минерализации. Изотопный состав S сульфидов свидетельствует о генетической общности золото-сурьмяных, золото-сульфидных и золото-кварцевых месторождений, особенно, продуктивных золото-арсенопирит-кварцевого, золото-полисульфидного и сурьмяного парагенезисов [16].

Анализу проблем генезиса и эволюции состава, задач оптимизации прогнозирования, поисков и оценки комплексного золото-сурьмяного оруденения Северо-Востока Азии посвящен ряд монографий [2, 3, 10, 17]. Для Северо-Востока Евразии продукты дискретно-стадиального развития рудного процесса — высокосульфидные руды Au, сопровождающиеся Sb, Hg, в меньшей степени Pb и Zn рассматриваются как производные более глубинных очагов, по сравнению с содержаниями Sn, Bi, Te, Ag — элементов гранитного слоя [1].

Типоморфные особенности рудных минералов — антимонита, пирита, арсенопирита, киновари, самородных сурьмы и золота: спектр элементов-примесей, морфология и размеры выделений, текстурно-структурные особенности слагаемых ими минеральных агрегатов, закономерности пространственного распределения ППМА, минеральные формы нахождения и распределения золота составляют основу комплекса поисковых минералогических признаков и критериев, а также являются основными параметрами оценки технологических свойств комплексного минерального сырья [13].

Индикатором реювениции для комплексного золото-сурьмяного оруденения ССП могут служить примеси элементов группы платины (PGE) в главных рудных минералах. В антимоните концентрации Pt и Pd установлены для месторождения Кокпатас (Узбекистан), Pd и Rh (Кончоч, Таджикистан), Os и Ru (Иштамберды, Кыргызстан). Для киновари в качестве типоморфных примесей из PGE отмечаются: Pd (Джалгыз, Узбекистан), Pt, Pd, Rh (Кончоч). В пирите установлены: Pt и Pd (Кокпатас), Os и Ru (Чаарат, Кыргызстан), арсенопирите месторождения Терек-Перевальное — Os (1,5 г/т) и Ru (2,3 г/т) [14].

В сурьмусодержащей золото-мышьяковой минерализации месторождения Бакырчик (Западная Колба, Казахстан), относящегося к крупным объектам «черносланцевого» типа (минерализованные зоны прожилково-вкрапленных руд), наноформные минералы золота и минералов PGE находятся в химически связанном состоянии и заключены в определенные (фуллерено- и графеноподобные) наноструктурированные частицы, играющие ведущую роль в рудонакоплении и переносе рудных компонентов [12].

Этот факт позволяет рассматривать перспективы исследования минерального вещества на наноуровне в качестве реальной стратегической перспективы.

Арсенопириту свойственны: дефицит мышьяка и избыток серы; тонкая зональность кристаллов как результат пульсационного характера рудоотложения, аномально высокие значения золотоносности (752 г/т в среднем) и повышенные примеси Se (0,18–0,32 мас. %), Os (1,6 г/т) и Ru (2,3 г/т). Бактериальное выщелачивание обеспечило высокое сквозное извлечение золота 94%; PGE при этом не учитывались.

В рудах месторождения Чаарат, ресурсы золота которого оценены в 100 т, впервые в составе комплексного золото-сурьмяного оруденения ССП были установлены антимонит-гюбнеритовые руды. Периферические зоны зерен гюбнерита обогащены железом (мас. %) (FeO — 4,07–5,17; MnO — 21,18–17,90; WO<sub>3</sub> — 74,76–76,93) по сравнению с центральными (FeO — 1,54–1,7; MnO — 24,11–23,20; WO<sub>3</sub> — 74,25–75,10). В ассоциации с электрумом здесь установлена фаза селенсодержащего сульфида золота состава (мас. %): Au — 32,47–41,52; Ag — 46,32–58,59; S — 7,24–9,68; Se — 0,55–2,14.

Учитывая динамичное развитие современных технологий, практический интерес представляют данные о концентрациях PGE в минералах комплексных золото-сурьмяных месторождений жильного типа различных регионов Российской Федерации: Сарылах, Сентачан, (Республика Саха), Майское (Чукотка), Удерейское (Забайкалье) и др.

Сурьма для Российской Федерации является дефицитным металлом, что обуславливает интерес к прогнозированию объектов и исследованию вещественного состава комплексных руд для рационального использования минерального сырья [15].

Основанием для расширения работ по прогнозированию новых перспективных месторождений с комплексным оруденением в Центральной Азии являются открытия объектов карлин-типа: Заршуран (87 т золота) и Агдерри (24,5 т) в геотермальной системе Такэб (Иран, Западный Азербайджан) [21], самого крупного месторождения данного типа Цзиньфын (125 т) (Китай, провинция Гуйчжоу) и др. Пока не решена проблема переработки оксидных форм сурьмы, составляющих до 30 и более процентов запасов отдельных блоков месторождений. Потери сурьмы при переработке сульфидно-оксидных руд достигают 20–30% от валовых запасов металла.

С мая 2002 г. геологические службы России, Китая, Монголии, Казахстана и Республики Корея реализуют международный проект «Атлас геологических карт Центральной Азии и сопредельных территорий масштаба 1:2 500 000». Первый этап проекта завершился в 2008 г. представлением на 33-й сессии Международного геологического конгресса в г. Осло (Норвегия) изданных цифровых карт Атласа в масштабе 1:2 500 000 — геологической, тектонической, металлогенической и энергетических ресурсов. Второй этап «3-мерное моделирование глубинного строения литосферы и металлогения Центральной и Восточной Азии» стартовал в 2009 г. Главные трансграничные металлогенические зоны и рудоносные структуры Северной и Восточной Азии получают комплексную геолого-геофизическую характеристику. Проблема решается трехмерным моделированием глубинного строения литосферы в комплексе с изотопно-геохимическим изучением сейсмически «прозрачных» зон. Эти зоны контролируют размещение важнейших металлогенических таксонов и крупных месторождений черных, цветных и благородных металлов [18], включая Au-Sb.

Реализация проекта создает качественно новую основу развития исследований для выявления пространственно-временных закономерностей образования, преобразования и деструкции континентальной земной коры, оптимизации прогнозирования традиционных и новых типов месторождений полезных ископаемых, соответствующих структурно-вещественных комплексов различных геодинамических обстановок.

### Литература:

1. Амузинский В.А., Анисимова Г.С., Жданов Ю.А. Самородное золото Якутии (Верхне-Индибирский район). – Новосибирск: ВО Наука, 1992. – 184 с.
2. Амузинский В.А., Анисимова Г.С., Жданов Ю.А. и др. Сарылахское и Сентачанское золото-сурьмяные месторождения. – М.: МАИК Наука, 2001. – 218 с.
3. Бергер В.И. Сурьмяные месторождения. – Л.: Недра, 1978. – 296 с.
4. Борисенко А.С., Наумов Е.А., Оболенский А.А. Типы золото-ртутных месторождений и условия их образования // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, № 3. – С. 342–354.
5. Бортников Н.С. Современные минералообразующие системы на океанском дне: о чем они поведали исследователям рудных месторождений? // Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования: Матер. науч. конф. – М.: ИГЕМ РАН, 2010. – С. 402–403.
6. Генкин А.Д., Лопатин В.А., Савельев Р.А. и др. Золотые руды месторождения Олимпиада (Енисейский край, Сибирь) // Геология рудных месторождений. – 1994. – Т. 36, № 2. – С. 111–136.
7. Гесь М.Д. Террейновая структура и геодинамическая эволюция каледонид Тянь-Шаня: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. – Бишкек, 2006. – 48 с.
8. Джеччураева Р.Д. Геодинамические события, магматизм и металлогения Тянь-Шаня // Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования: Матер. науч. конф. – М.: ИГЕМ РАН, 2010. – С. 62–63.
9. Захаров Е.Е. К вопросу о классификации месторождений полезных ископаемых // Изв. АН СССР, Сер. геол. – 1953. – № 5. – С. 50–81.
10. Индолев Л.Н., Жданов Ю.Я., Суплецов В.М. Золото-сурьмяное оруденение Верхояно-Колымской провинции. – Новосибирск: Наука, 1980. – 232 с.
11. Канарский А.В., Адамов Э.В., Соложенкин П.М. Особенности переработки золото-мышьяково-сурьмяных руд // Материалы VII конгресса обогатителей стран СНГ. – М.: МИСИС, 2009. – С. 143–146.
12. Марченко Л.Г. Генезис, минеральные ассоциации золота и платиноидов в месторождениях «черносланцевого» типа Казахстана: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. – СПб, 2011. – 48 с.
13. Мустафин С.К. Золото-сурьмяное оруденение Среднеазитской сурьмянорудной провинции (геология, вещественный состав, вопросы генезиса, поисковые признаки и критерии оценки): Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. – М., 1994. – 49 с.
14. Мустафин С.К. Комплексное золото-сурьмяное оруденение: вариации состава и вопросы генезиса // Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования: Матер. науч. конф. – М.: ИГЕМ РАН, 2010. – С. 436–437.
15. Мустафин С.К. Комплексное золото-сурьмяное оруденение Центральной Азии: состояние изученности и перспективы освоения // Геология, тектоника и металлогения Центральной Азии: Тез. докл. междунар. конф. – СПб: ВСЕГЕИ, 2011. – С. 106–111.
16. Неволько П.А. Геологические и физико-химические условия формирования сурьмяной минерализации на золоторудных месторождениях Енисейского кряжа: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Новосибирск, 2009. – 186 с.
17. Некрасов И.Я. Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений. – М.: Наука, 1991. – 302 с.
18. Петров О. В., Морозов А.Ф., Шокальский С.П. и др. Международный проект «Атлас геологических карт Центральной Азии и сопредельных территорий масштаба 1:2 500 000»: состояние и перспективы развития // Геология, тектоника и металлогения Центральной Азии: Тез. докл. междунар. конф. – СПб: ВСЕГЕИ, 2011. CD.
19. Рундквист Д.В. Эпохи реювенации докембрийской коры и их металлогеническое значение // Геология рудных месторождений. – 1993. – Т. 35, № 6. – С. 467–471.
20. Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Григорьев Н.А. Воронцовское золоторудное месторождение как пример минерализации карлинского типа на Урале // Геология рудных месторождений. – 1998. – Т. 40, № 2. – С. 157–170.
21. Daliran F. The carbonate rock-hosted epithermal gold deposit of Agdarreh, Takab geothermal field, NW Iran – hydrothermal alteration and mineralization // Mineralium Deposita. – 2008. – Vol. 43, No 4. – P. 383–404.

## ФОРМИРОВАНИЕ СТРАТЕГИИ ПРИКЛАДНЫХ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЛЯ РАЦИОНАЛЬНОГО ОСВОЕНИЯ РАЗНОТИПНОГО МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ СТАРЫХ РЕГИОНОВ НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЯ

*С.К. Мустафин*

*Башкирский государственный университет, г. Уфа; E-mail sabir.mustafin@yandex.ru*

Задачи комплексного использования природного и техногенного минерального сырья старых горнорудных регионов рассматриваются на примере Южного Урала.

На территории региона Южного Урала, в частности Республики Башкортостан (РБ) — одного из промышленно развитых субъектов Российской Федерации (РФ), широкое развитие получили добыча и переработка разнотипного минерального сырья. В РБ сегодня известно 1170 месторождений, сырьевая база которых обеспечивает мощный комплекс, включающий добычу и переработку углеводородов (УВ), черную и цветную металлургию, химическое производство, добычу и переработку неметаллических полезных ископаемых.

Концепция рационального использования минеральных ресурсов РБ предполагает решение экономических и экологических проблем горнорудных предприятий на основе: современной технологии добычи и переработки руд с завершенным технологическим циклом производства; вовлечения в переработку пород вскрыши, забалансовых руд, гидроотвалов, пиритных концентратов и др. с комплексным извлечением металлов; комплексной утилизации разнообразного техногенного минерального сырья.

Туканским рудоуправлением в качестве отхода обогащения было аккумулировано 170 млн. т природнолегированной окси-гидроксидной руды, содержащей около 40% железа, представленной турьитами, желтыми и коричневыми охрами, дисперсными фазами гетита и гидрогетита (размерами до 10 нм), примесью гематита, ферроксигита, окси-гидрооксидов марганца, кварца, иллит-гидрослюда, каолинита, галлуазита, гиббсита, бемита, шамозита. Изучение с помощью электронной микроскопии и мессбауэровской спектроскопии выявило характерные для турьитов игольчатые частицы и лапчатые сростки (50–1000 нм); для охр — округлые выделения размером 100 нм. Данные минералогических исследований позволят выбрать оптимальную технологию для рациональной переработки техногенного сырья [3].

В комплексных рудах Учалинского, Западно-Озерного, Ново-Учалинского, Октябрьского Сибайского, Подольского, Юбилейного медноколчеданных месторождений, наряду с Cu и Zn в качестве ценных компонентов присутствуют: Au, Ag, Cd, In, Se, Te, элементы группы платины (PGE) и др. В мировой добыче объекты этого типа дают 5% Au и 40% Ag, находящихся в сырье в виде микрофазовых (1–100 мкм) включений собственных минералов или так называемого «упорного» тонкодисперсного Au и Ag в сульфидах. Низкие (10–20%) технологические показатели извлечения Au из Cu-Zn руд Урала обусловлены недостаточной изученностью форм нахождения и распределения по минеральным фазам и ассоциациям, неадаптированностью применяемых технологий к извлечению Au [8], что справедливо и в отношении возможности комплексного извлечения из таких руд Ag и PGE.

В рудах Учалинского месторождения содержание свободного Au составляет 3–4%, в сростках — 10–12%, тонкодисперсного «упорного» в сульфидах — 85%, чем обусловлены значительные (до 29%) потери Au с хвостами флотации при обогащении. Основная часть Au и Ag находится в рассеянном состоянии в сульфидах — сфалерите, пирите и халькопирите; концентрацию этих металлов в рудах определяют самородное золото, сульфиды (петровскаит, аргентит), теллуриды (гессит, эмпрессит, калаверит), и сульфосоли серебра (Ag-теннантит-тетраэдрит и Ag-тетраэдрит с 7–8% Ag, пирсеит). Самородное золото низкопробное, составом от  $Au_{0,69}Ag_{0,31}$  до  $Au_{0,34}Ag_{0,59}Hg_{0,1}$ , содержит Hg до 11,3 мас. %, имеет размеры 5–30 мкм и располагается на поверхности и в трещинах кристаллов пирита. Главный концентратор Ag — блеклая руда, реже борнит, второстепенные — теллуриды и др. [2].

Данные о минеральных формах Au и Ag необходимы для оптимизации существующих и разработке новых технологий комплексного использования минерального сырья. Весьма актуально это для лежалых хвостов флотации и неликвидного пиритного концентрата, состав которых в процессе длительного (десятилетия) хранения существенно изменяется.

Основные ресурсы Au РБ связаны с комплексными медноколчеданными рудами, и бурыми железняками зоны окисления («железными шляпами») этой группы месторождений.

В бурых железняках месторождения Бакр-Узяк присутствуют самородное золото и амальгама золота размерами 0,01–0,1 мм состава  $Au_{0,81}Hg_{0,19}$ . В самородной меди совместных фаз Cu и Au не обнаружено. Плотная и мощная пленка куприта ( $Cu_2O$ ), покрывающая частицы самородной Cu, резко снижает эффективность гидрометаллургии Cu. Электронно-микроскопическое изучение самородного Au из бурых железняков выявило развитие плотных, часто сплошных «рубашек» гидроксидов железа, которые могут снизить технологические показатели как гравитации, так и гидрометаллургии Au и Ag — кучного выщелачивания Au цианированием, впервые примененного на Урале НПФ «Полиметалл» в 1996 г. на бурых железняках месторождений РБ. Низкая пробность самородного Au в составе колчеданных руд не позволяет успешно применять подземное выщелачивание (хлоринацию).

Большинство россыпей Au РБ к настоящему времени отработано старателями. Многие объекты представляют собой техногенные россыпи, т. к. содержат не извлекаемый при гидродобыче металл мелкого (0,9–0,05 мм) и пылевидного (0,05–0,01 мм) классов [6], доля которого в россыпях региона часто превышает 75%. Для извлечения «золотой пыли» уральскими старателями традиционно использовалась ныне запрещенная технология амальгамации, которая привела к ртутному загрязнению окружающей среды. Техногенная амальгама Au состава  $Au_6Hg_5$  установлена в отвалах отработки россыпей р. Авзян и др. Поверхность золотин, покрытых пленкой техногенной амальгамы Au, как показало электронно-микроскопическое изучение, обладает специфической коррозионной структурой. В самом самородном Au из отвалов россыпи установлены включения фаз  $Au_6Hg_5$ ,  $Au_3Hg_8$ . Техногенная Hg совместно с мелким и тонким Au выделяется из отвалов центробежными концентраторами и винтовыми шлюзами, что позволяет решить и экологическую проблему. Возможно извлечение и других мелких ценных минералов — рутила, ильменита, монацита, циркона и др. из песков отсева разработки месторождений песчано-гравийных смесей (ПГС).

Минералы PGE встречаются реже Au, однако повышают ценность комплексных россыпей. Рентгеноструктурным анализом в аллювиальной россыпи Au р. Урал установлены фазы туламинита —  $Pt_2FeCu$ ; самородного иридия — Ir с примесью ферроплатины —  $Pt_3Fe$ ; самородного иридия — Ir; рутенистого осмия —  $OsRu$ ; иридного осмия —  $Os_{13}Ir_7$ ; рутенистого иридия —  $Ir_{53}Ru_{47}$ ; самородного осмия — Os. Рентгеноспектральный анализ показал, что для иридосмина из россыпи свойственны примеси (мас. %): Ru (8,53–9,56), Cu (0,42–0,6) и Fe (0,31–0,42). В металлургических шлаках золото-медного завода (1 млн. т) техногенное Au представлено чешуйками размерами до 0,25 мм. В техногенной Cu из шлаков выявлена фаза  $Au_3Cu$ . Извлечение металлов из техногенного сырья потребует специальных исследований.

В древних золотоносных конгломератах «упорное» Au концентрируется в гематите и магнетите, а свободное Au является магнитным, что следует учесть при выборе технологии.

Перспективной при современных рыночных ценах на Au — более \$ 1430 за тройскую унцию представляется переработка млн. т разнотипного техногенного сырья представленного: хвостами флотации золото-пиритных руд и хвостами перколяции золотоизвлекательных фабрик, лежалыми эфельными отвалами бегунных фабрик, пиритными огарками — отходами сернокислотного производства, песками отсевов ПГС.

Вскрышные породы — сырье для производства щебня для асфальтобетона, нуждаются в исследованиях, определяющих как прочность самого минерального остова, так и адгезии — сцепления с битумом, которым можно управлять, используя адгезионные добавки [1]. Эффективный рециклинг разнотипного техногенного сырья невозможен без изучения с привлечением всего арсенала методов современной технологической минералогии от макро- до наноуровня. Инвестиционная привлекательность объектов определяется полнотой технологических характеристик минерального сырья, всесторонне изученного с использованием современных прецизионных

методов анализа, позволяющих оптимально реализовать ресурс современных совершенствующихся технологий переработки [4].

Минералогические исследования могут помочь в решении проблемы природы 60 как ценных, так и вредных микроэлементов, известных сегодня в составе нефти. В нефтях оренбургских месторождений концентрация PGE может достигать первых  $n \times 10$  мг/т. Поскольку высокие концентрации PGE отличают характерные для региона вязкие, тяжелые, смолистые и сернистые нефти, практический интерес к ним вполне обоснован [5]. Объекты нуждаются в экологическом мониторинге естественных радионуклидов — U, Th, Ra. В настоящее время мониторинг радиационной обстановки является составной частью природоохранных работ на нефтепромыслах во всех нефтегазоносных провинциях мира. Требуют минералогического изучения объекты техногенного радиационного загрязнения — осадки в насосно-компрессорных трубах, трубопроводах, емкостях и резервуарах солей U, Th, Ra, радиоизотопов K, Sr, генерирующих мощности экспозиционной дозы излучения [7].

Актуальны исследования пород отражающих горизонтов месторождений, изучение первичного состава и вторичных изменений свойств коллекторов в процессе добычи УВ.

Инвестиционная привлекательность освоения объектов недропользования как природного, так и техногенного происхождения определяется полнотой технологических характеристик минерального сырья, изучение которого предполагает комплексное исследование его свойств для оптимальной реализации современных экологичных постоянно совершенствующихся технологий переработки.

Реализацию стратегии рационального использования минерально-сырьевых ресурсов старых горнорудных районов РФ обеспечат лишь комплексные минералогические исследования на макро-, мезо-, микро- и наноуровнях структурной организации вещества. Эти исследования должны оптимально сочетать ресурсы традиционных методов с растущими возможностями прецизионных методов изучения минерального вещества: электронной микроскопии, вторично-ионной масс-спектрометрии, рентгеноспектрального и рентгеноструктурного анализов и др.

## Литература:

1. Бурган С.Т., Мустафин С.К. Состав и свойства минерального остова в связи с проблемой управления качеством асфальтобетона // Дорожная техника. — 2010. — С. 84–91.
2. Викентьев И.В., Молошаг В.П., Шишаква Л.Н. и др. Формы нахождения благородных металлов в колчеданных рудах Урала // Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований: Мат-лы конф. посвящ. 100-летию Н.В. Петровской. — М.: ИГЕМ РАН, 2010. — Т. 1. — С. 100–102.
3. Кочергин А.В. К проблеме генезиса плотных и дисперсных окси-гидрооксидных руд железа Зигазино-Комаровского рудного района // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Тр. науч. чтений памяти Н.П. Чирвинского. — Пермь, 2008. — Вып. 2. — С. 230–237.
4. Мустафин С.К. Задачи прикладных минералогических исследований в старых регионах добычи и переработки рудного сырья (на примере Южного Урала) // Материалы XI съезда Российского минералогического общества. — СПб.: РМО, 2010. — С. 358–360.
5. Панкратьев П.В., Пономарева Г.А. К вопросу о распределении микроэлементов в нефтяных месторождениях Оренбургской области // Сб. трудов Международ. науч.-практ. конф. «Нефтегазовые технологии». — Самара: Изд-во Самар. гос. техн. ун-та, 2009. — Т. 2. — С. 91–95.
6. Петровская Н.В. Самородное золото (общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса). — М.: Недра, 1973. — 347 с.
7. Тараборин Д.Г., Гацков В.Г. Демина Т.Я. Радиология нефтегазоносных районов западного Оренбуржья. — Оренбург: ГОУ ОГУ, 2003. — 160 с.
8. Чантурия Е.Л. Развитие теории и методов модификации технологических свойств минералов в разделительных процессах обогащения труднообогатимых руд цветных и редких металлов: Дис. ... д-ра техн. наук. — М., 2006. — 338 с.

## ПЕРСПЕКТИВЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ПРЕДУРАЛЬЯ И ЗОНЫ КРАЕВОЙ СКЛАДЧАТОСТИ БАШКИРСКОГО УРАЛА НА УРАН И РЕНИЙ

*В.Н. Никонов<sup>1</sup>, И.Х. Исмагилов<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> *ООО «Баймакская горная компания», г. Уфа*

<sup>2</sup> *Министерство природопользования и экологии РБ, г. Уфа*

В Башкирском Приуралье ранее проведенными работами установлен ряд проявлений урановой минерализации гидрогенного генезиса.

На Хомутовской площади в Бижбулякском районе РБ установлен ряд перспективных аномалий урановой природы [Кортнеев, 1969]. Одна из них вскрыта скважиной 103 в контуре Вознесенского месторождения нефти. В разрезе, вскрытом скважиной, в интервале глубин от первых метров до 1940 м выделяется 30 радиоактивных горизонтов. Стратиграфическая их позиция — четвертичные, неогеновые, верхнепермские (верхнеказанские), каменноугольные и девонские (такатинские) отложения. Рядовое содержание урана, по данным химических анализов, в пластах мощностью 1–2 м — 0,01–0,07%, в отдельных пробах — до 0,13%. Наивысшее содержание — 1,27%, соответствующее градации богатых урановых руд, установлено на глубине 878 м в темно-серых битуминозных сульфидизированных известняках верхнего карбона. Ряд других, менее изученных скважин Хомутовской площади также выявил аномалии с активностью 100–200 мкр/час, преимущественно в верхнеказанских отложениях, что позволяет говорить о наличии здесь перспективного уранового рудного узла.

Основная часть радиоактивных пластов (26 тел) в скважине 103 сосредоточена в пачке битуминозных известняков верхнего карбона в интервале глубин 860–1010 м. Повышенные концентрации урана приурочены к стилолитовым швам, трещиноватым, брекчированным, пористым разностям, в которых отмечались провалы бурового инструмента. Возможно, из-за этого часть радиоактивного керна не поднята на поверхность, и представления о количестве, мощности и ураноносности пластов занижены.

Основным минеральным носителем урана является «урановая чернь» в виде пленок толщиной до 2 мм. Наличие урана установлено также во вкрапленности и прожилках флюорита.

Сульфиды, представленные в виде вкрапленности и тонких прожилков в ураноносных пластах — пирит, халькопирит, борнит, галенит, молибденит, минералы никеля и кобальта, возможно, блеклые руды. В наиболее богатом пласте с содержанием урана 1,27% содержание меди составляет 5%, никеля — более 1%, кобальта — 1%, свинца — 0,5%, мышьяка — 1%, молибдена — 0,1%, сурьмы — 0,02%, германия — 0,03%, висмута — 0,01%, серебра — до 200 г/т. Минерализованные битуминозные известняки претерпели перекристаллизацию, доломитизацию, часть трещин залечена кварц-кальцитовыми, реже флюоритовыми прожилками.

В Предуральском краевом прогибе радиоактивность связана с фосфатизированной кровлей артинско-сакмарских известняковых рифовых массивов. Содержания урана до 0,01–0,04%, гамма-активность до 300 мкр/час присущи рифовым массивам Дуванского района (Ярославская, Митрофановская и др. аномалии), а также шиханам близ г. Стерлитамак, в том числе на разрабатываемом месторождении известняков Шах-Тау, где на поверхности массива была зафиксирована гамма-активность до 100 мкр/час. На Шах-Тау отмечена также повышенная активность битуминозных фаций (содержание урана до 0,02%) и сероводородных вод.

Повышенная радиоактивность зафиксирована также в битуминозных известняках, доломитах и сланцах нижнего, среднего и верхнего карбона в зоне передовой складчатости Урала. При проведении аэрогаммасъемки в 1966 г. в горной части Ишимбайского и смежной части Бурзянского районов выявлены Лесная, Нугушская, Адаевская, Ново-Дмитриевская, Алимбетовская, Саргаевская и ряд других аномалий, где в углистых нижнекаменноугольных аргиллитах черного и кофейно-серого цвета, содержащих тонкую вкрапленность пирита, а также в ожелезненном глинистом элювии и делювии по ним обнаружены содержания урана до 0,07% при радиоактивности

100–400 мкр/час. Спутниками урана являются ванадий до 0,5%, молибден до 0,03%, барий до 0,9%, цирконий 0,01%.

В широтном течении р. Бол. Ик (Кугарчинский район) в каменноугольных углистых аргиллитах бухарчинской, иткуловской свит, и особенно в ожелезненном глинисто-щебнистом делювии — элювии по ним, выявлены многочисленные точки минерализации урана содержанием до 0,02%, значение гамма-поля достигает 100 мкр/час. В Каменском проявлении ожелезненные фосфатизированные глины с обломками бурых железняков, заполняющие карст на поверхности нижнекаменноугольной пачки битуминозных карбонатов и аргиллитов, имеют радиоактивность до 220 мкр/час на мощность 3–10 м. Содержание урана до 0,32%.

Аналогичные аномалии (Фалалеевская, Киндерлинская, Кургашская, Улутауская) с содержанием урана до 0,01% и тория до 0,1% установлены в верхнекаменноугольных углистых сланцах и связанных с ними элювиально-делювиальных фосфатизированных глинах в Архангельском районе. На их поверхности отмечено гамма-поле до 350 мкр/час.

Известно повсеместное заражение ураном мезозойских и неогеновых отложений, заполняющих карст в карбонатных породах перми и карбона в зоне передовой складчатости Урала и прилегающей части Предуральского прогиба. Рядовое содержание урана в изученных аномальных полях составляет 0,005–0,01%, в отдельных пробах достигает 0,02–0,1%.

В полосе развития битуминозных глинисто-кремнистых сланцев доманиковой фации верхнего девона повышенная радиоактивность с содержанием урана до 0,03% установлена на Верхне-Лемезинском месторождении горючих сланцев в Архангельском районе. Значение гамма-поля здесь — до 400 мкр/час. Подземные воды содержат 0,2 мг/л урана.

В этом свете не случайна приуроченность к выходам битуминозных пород в сочленении Уральских гор и Предуральского краевого пояса известных проявлений радоновых вод с радиоактивностью, в 20 и более раз превышающей фон (Кургазакские и др.). Сопряженные с радиоактивными битуминозными карбонатами подземные воды, особенно сероводородные, несут аномальные концентрации радона и урана и способны откладывать радионуклиды в отложениях родников. В частности, в Салаватском районе на междуречье рр. Юрюзань — Илек в илах сероводородного источника отмечено гамма-поле со значением 100 мкр/час.

Исследованиями 1940–1950 гг. выявлена повышенная радиоактивность некоторых месторождений миоценовых бурых углей Южно-Уральского бассейна. Благоприятной для локализации урана особенностью углей является их высокая битуминозность. На Ушкатлинском и Ново-Казанковском месторождениях в Аургазинском районе содержание урана до 0,04%. Мощность интервалов с таким содержанием — 1,6 м при мощности самих угольных пластов — 3 м.

В юго-западной части Бабаевского месторождения на площади 0,3 км<sup>2</sup> в верхнем пласте угля выделен слой глинистых углей и углистых глин мощностью 1,5–3,0 м с содержанием урана до 0,06%. В золах бурых углей содержание урана 0,07%.

На Маячном угольном месторождении радиоактивность на поверхности имела значение до 300 мкр/час, площадь аномалии 0,2 км<sup>2</sup>, в углистых глинах и глинистых углях в кровле угольных пластов зафиксировано содержание урана 0,01–0,1%. Мощность радиоактивных пластов 1,5–3 м. Оцененные ресурсы урана на данном проявлении в пересчете на металл составляют 100 т. В радиоактивных разностях пород и углей отмечено наличие кобальта, молибдена, галлия, германия — до 0,1% каждого. В золах сжигания углей данного месторождения содержание урана достигает 1%.

В других буроугольных месторождениях в подземных водах установлено повышенное содержание радия — до  $1 \times 10^{-3}$  мг/л, урана — до 12 мг/л. Повышенная ураноносность (до 0,4 мг/л) отмечена также в водах сопряженных верхнепермских формаций и надугольных горизонтов.

Следует подчеркнуть наличие в вышеупомянутых радиоактивных аномалиях урановой природы повышенных концентраций молибдена, который может рассматриваться как индикатор повышенных концентраций рения. Известно, что наиболее характерное свойство рения — его ярко выраженное геохимическое сходство с молибденом. Дисульфиды молибдена и рения образуют непрерывный ряд твердых растворов с содержанием рения от 0,5 до 10%. Поэтому значительная часть рения встречается в виде примеси в молибдените. Кроме того, и сами по себе урановые проявления инфильтрационного генезиса — также благоприятный критерий прогноза на рений.

В материалах предшественников [Филиппов, 1966] есть прямое указание на наличие рения в битуминозных нижнепермских отложениях Башкирского Приуралья с повышенной радиоактивностью. В Чекмагушевском районе одна из скважин в призабойной части вскрыла пачку нижнепермских битуминозных известняков и доломитов. Породы пачки вскрытой мощностью 23 м характеризуются повышенным содержанием урана (0,003%) и аномалией гамма-каротажа, содержат микроскопический пирит, молибден в количестве 0,01–0,1% и **рений до 6 г/т**. Органическое вещество распределено послойно, содержание его колеблется от 1,1% до 18%.

Учитывая региональное распространение подобных битуминозных пород в Приуралье и в зоне краевой складчатости Башкирского Урала, следует предпринять усилия по оценке их также на рений, с учетом четкой диагностической роли повышенной радиоактивности и высокого — до промышленного — содержания молибдена.

## О ПРОИСХОЖДЕНИИ БЕНТОНИТОВЫХ ГЛИН ЮЖНОГО УРАЛА

*В.В. Овчинников*

*ОАО «Халилово», ст. Халилово, Оренбургской обл.*

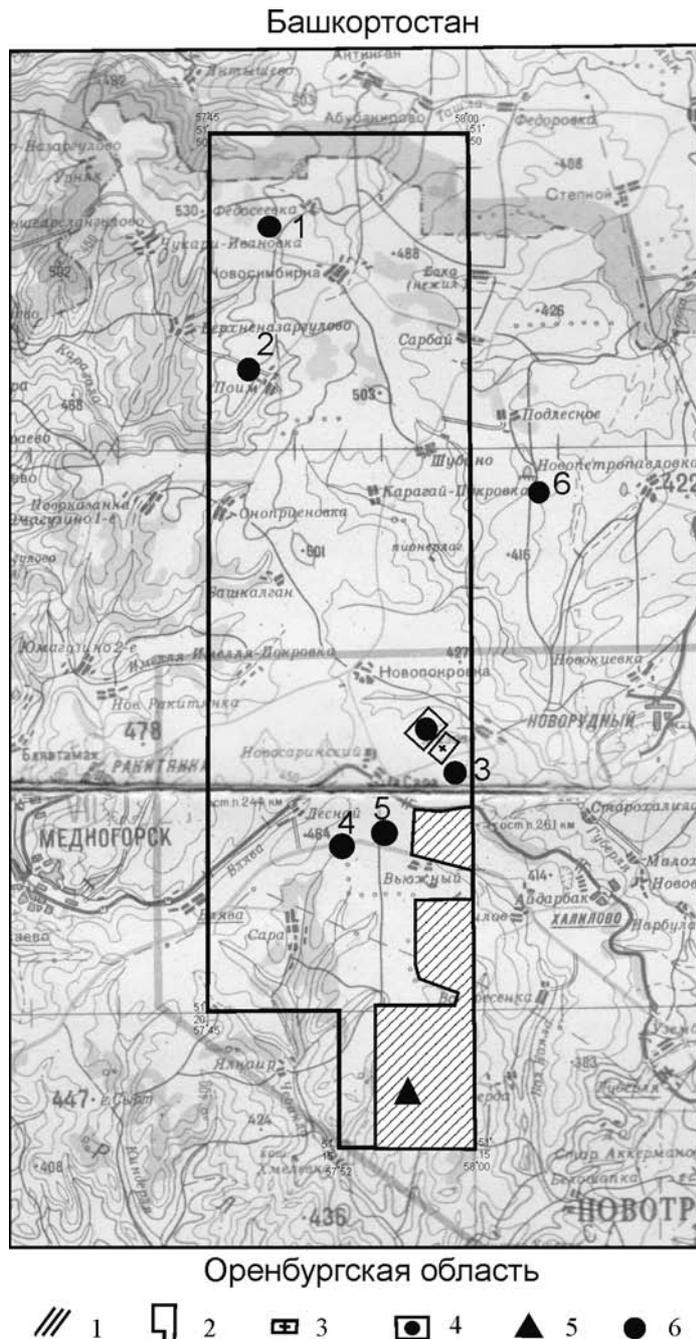
Первое месторождение бентонитовых глин в Оренбургской области было разведано в 1993 г. Г.Ш. Бакировым.

Оно находится в центре Саринского плато, было названо Саринским. В 1994 г. ГКЗ СССР утвердила запасы глин Саринского месторождения, однако признало глины полиминеральными. Это неудивительно, т. к. были разведаны глины кампана и маастрихта. В 1994–2001 гг. на Саринском плато были поставлены широкие поисковые работы на бентонитовые глины, в результате которых выявлено 8 их проявлений (рис. 1). Автором настоящей статьи на 2-х проявлениях: Сарайбашском, Ижбердинском были поставлены геологоразведочные работы, в результате которых статус бентонитовых приобрели глины Ижбердинского, а полиминеральных — Сарайбашского месторождения. Наиболее крупным на сегодня является Ижбержинское месторождение с утвержденными ТКЗ «Оренбурггеолкома» запасами в количестве почти 3 млн. т, оцененными по категориям  $C_1$  и  $C_2$  запасами в количестве более 10 млн. т по западному продолжению месторождения и прогнозными ресурсами в 4–5 млн. т в северной части так называемой Воронежской лицензионной площади (1–2 км от Ижбердинского месторождения).

Бентонитовыми являются серые очень слабо алевролитистые монтмориллонитовые глины кампанского возраста, как считалось, морского происхождения, образовавшиеся за счет перетложения кор выветривания.

Возраст глин установлен по положению в разрезе — покрывающими породами являются морские отложения маастрихского времени с обильными фаунистическими остатками, включая позвонки ихтиозавров, а подстилающими — обычно маломощные песчано-гравийно-галечные образования хорошей окатанности, сильно глинистые, в которых легко обнаруживаются зубы акул. Мощности песчано-гравийно-галечной смеси (ПГС) обычно не превышают 1 м, при минимальной — в одну гальку размером 5 см. Песчано-гравийно-галечные отложения лежат либо на коренных породах (сильно измененных серпентинитах), либо на континентальных осадках различного возраста: песках среднеюрского возраста, песчано-гравийно-галечных образованиях альба, корах выветривания триаса, и, видимо, породах иного возраста и происхождения.

После вскрытия слоя ПГС на Воронежской площади шурфами автор пришел к выводу, что подстилающие глины кампана песчано-гравийно-галечные отложения следует считать базальным горизонтом кампанских отложений, а ПГС является слегка переработанным морем аллювием малых речек, бравших начало на близлежащем холмистом обрамлении Саринского плато — пенеплена.



**Рис. 1. Месторождения бентонитовых глин Оренбургской области**

**Условные обозначения:** 1 — территория, опоискованная ЗАО «ВостокУралНефть»; 2 — участок работ Уральской партии 1994–1998 гг.; 3 — Саринское месторождение бентонитовых глин; 4 — Сарайбашское месторождение бентонитовых глин; 5 — Ижбердинское месторождение бентонитовых глин; 6 — проявление бентонитовых глин

Саринское плато включает зону Главного глубинного Уральского разлома (ГГУР) с многочисленными массивами ультраосновных пород, превращенных в серпентиниты, с которыми связаны месторождения различных полезных ископаемых; в числе которых имеются природно-легированные железные руды, магнезиты, нонtronиты с Ni и Co, считающиеся образованными в результате корообразовательного процесса.

На западе Саринское плато ограничено разломом — надвигом, который закартирован как зона стратиграфического несогласия западнее г. Медногорска. По мнению автора, эта граница одновременно является восточной границей Предуральяского прогиба.

Поверхность выравнивания предпоздне мелового времени ныне хорошо просматривается с географических точек с отметками более 200 м над уровнем моря, а выходы на поверхности останцов поздне меловых морских отложений повсеместно ее обозначают.

Восточной границей Саринского плато является зона ГГУР, как это понималось геологами в прошлом. Зона ГГУР закарти-

рована массивами ультраосновных пород, примыкающими к Максютловскому метаморфическому комплексу. Оба глубинных разлома имеют субмеридианальное простирание. Восточная граница Саринского плато расположена восточнее ст. Халилово, где ныне также просматривается палеоповерхность предпоздне мелового времени и имеются многочисленные останцы морских отложений кампана.

На севере останцы кампанских отложений изучены на стадии общих поисков полезных ископаемых и специальных поисков бентонитовых глин вплоть до границы с Башкортостаном на отрезке от несколько западнее с. Новосимбирка Оренбургской области до пос. Акъяр (райцентр на территории Башкирии) — на востоке.

Южная граница, открывающаяся в долину р. Урал, является зоной неотектонического опускания по самой северной ступени Прикаспийской синеклизы (по представлениям автора статьи).

Образованная глубинными разломами структура получила название Орской депрессии, переходящей в Баймак-Бурибаевскую на территории Башкортостана.

Кампанские глины не содержат фаунистических остатков, что объясняется неблагоприятной средой обитания. Некоторые исследователи считали кампанские глины глубоководными океаническими, утверждая на этом основании, что в мелу Горный Урал был затоплен морем. Этому взгляду существует очень много бесспорных противоречий, если рассматривать Горный Урал Оренбургской области совместно с Предуральским прогибом, Прикаспийской синеклизой и Восточно-Европейским кратоном. В этих структурах мезозойские, и в частности меловые, отложения ныне достаточно хорошо изучены.

В 2010 г. автор при разведке Сарайбашского месторождения кампанских глин в скважине 70 на глубине 5,3 м обнаружил одиночную конкрецию лимонита размером 1,5×2×1 см. Извлеченная конкреция была разбита, а ее внутреннее содержание рассмотрено под микроскопом. Оказалось, что конкреция является саркофагом для погибшего под веточкой жука-плавунца, а веточка замещена кремнеземом. Этот факт свидетельствует в пользу мелководности кампанского водоема Саринского плато, его пресноводности и термальности.

В 2000 г. при обработке вручную проб глин Воронежской лицензионной площади в пробе из скважины 137 в глинах были обнаружены достаточно крупные пластинки самородного алюминия (определение Института минералогии РАН на установке РЭММА-3), что позволило автору принять, что кампанские монтмориллонитовые глины образовались в условиях, подобных существующим ныне в океане, где донные осадки прорабатываются гидротермами, содержащими углеводороды.

Автор установил также, что кампанские бентонитовые глины Ижбержинского месторождения содержат в совокупности весовых 0,85% примесей (P, Cu, Zn, Pb, Ni, Co, Cr, V, Ti, Ag). Это находит объяснение, если признать гидротермально-осадочное происхождение кампанских глин. На Воронежской площади имеются выходы окварцованных серпентинитов; кварц мелкокристаллический — продукт гидротермальной проработки серпентинитов.

Во многих геологоразведочных скважинах и шурфах, которые документировал автор статьи, под кампанскими глинами были вскрыты практически превращенные в «глины» серпентиниты, содержащие магнезит, нонtronит, обильные гидроокислы Fe, а редко — скальные, окварцованные бурые железняки, содержащие минералы окислов хрома (спектрально — Cr более 1%). Автор, на основании полученного опыта, считает, что во всех этих случаях очевидны следы гидротермальной деятельности, имеющей аналоги в современном океане [2].

В конечном счете генезис бентонитовых глин Южного Урала автором представляется в следующем виде: в начале кампана произошла перестройка земной коры катастрофического значения, обеспечившая краткий доступ морской воды древнего Каспия по системе малых рек на Саринское плато Орской депрессии. После этого мелководный водоем «закрылся», но начался сопровождаемый поступлением метана процесс гидротермальной проработки серпентинитовых массивов плато и заполнения водоема по системе тектонических трещин продуктами гидротермального происхождения, а монтмориллонит с тончайшими слоями новообразованного кварца образовал почти десятиметровую толщу огромного пласта глин. Водоем — опреснялся, а привноса терригенного материала, практически, не происходило. Период образования кампанских монтмориллонитовых глин был, по геологическим меркам, непродолжительным. В маастрихте на плато вернулось мелководное теплое, спокойное море, переработало верхнюю часть пласта бентонитовых глин, насытило их кальцием, отчего произошли похожие на кампанские серые же полиминеральные глины, в основании которых образовался 5–10 см прослой освободившегося кварцевого алеврита, часто отделяющий кампан от маастрихта.

Ральф Грим в своей книге «Минералогия и практическое использование глин» показал, что еще в 1926 г. Ross и Shannon предложили ограничить применение термина «бентонит» и применять его только к глинам, образовавшимся в результате изменения на месте вулканического пепла мезозойского и более молодого возраста [1]. Можно видеть, что для отнесения к бентонитовым монтмориллонитовых глин Южного Урала, как гидротермально-осадочных, есть все основания, а область применения термина «бентонит» может быть расширена.

Автор допускает также то, что возраст относимых к кампану глин является маастрихтским, т. к. скважина № 70 Сарайбашская показала, что подстилающая серые монтмориллонитовые глины

«красноцветная» толща ПГС, образованная за счет переотложения коры выветривания триасового возраста, наряду с минерализованными семенами наземных растений содержала зубы ихтиозавров, постоянно встречающиеся выше в осадках маастрихта.

#### Литература:

1. **Грим Р.Э.** Минералогия и практическое использование глин. — М.: Мир, 1967. — С. 30–65.
2. **Давыдов М.Л., Александров П.А.** Самородные элементы в метасоматически измененных осадках ВТП, 13° с. ш. // Докл. РАН. — 2001. — Т. 378, № 6. — С. 798–801.

## КИМБЕРЛИТОВЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ ЮГО-ЗАПАДА ОРЕНБУРГСКОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ ПЛИТЫ (В ПОРЯДКЕ ДИСКУССИИ)

*В.В. Овчинников*

*ОАО «Халилово», ст. Халилово, Оренбургской обл.*

Для описания наблюдаемых явлений автор вынужден предложить дополнительные геологические термины: кимберлитовый метаморфизм — для объяснения последствий взрывного воздействия на горные породы в зоне действия глубинного природного взрыва, и кимберлитовый метасоматоз — для описания изменений, происходящих в зоне действия взрыва на породы пост-взрывными флюидами. В соответствии с предлагаемой терминологией автор формулирует понятие: кимберлитовые метасоматиты — горные породы, образовавшиеся в результате проявления кимберлитового метаморфизма и метасоматоза.

В 1998 г. нефтепоисковая скважина № 54 Веселовской площади, расположенная в 4 км южнее пос. Старая Белогорка, достигла глубины 4559 м, бурение ее было прекращено.

До глубины 4449 м скважина вскрывала осадочные породы от мезозойского до палеозойского (средний девон) возраста. Еще в интервале 4442–4449 м в керне подняты обычные для района доломиты и известняки живета.

Судя по материалам геофизических исследований, в интервале 4468–4549 м скважина прошла по своеобразным породам. Керн в этой части разреза поднят в интервалах: 4488–4495 м — 1 м, 4495–4503 м — 2,5 м, 4503–4511 м — 1 м, 4524–4531 м — 0,3 м, 4531–4538 м — 0,15 м, 4541–4543 м — 0,4 м и 4545–4549 м — 0,8 м. Визуальный просмотр керна автором и данные ГИС показали, что в интервале 4468–4540 м скважина прошла по тонкослоистым слабо метаморфизованным породам, в различной степени филлитизированным, прослоями графитизированным, окварцованным и пиритизированным глинистым сланцам — породам, по мнению автора, испытавшим кимберлитовый метаморфизм.

В интервале 4488–4495 м вскрыты серицитизированные аргиллиты, содержащие споры хорошей сохранности, что позволило палинологу «ОренбургНИПИнефти» З.Г. Таналиной отнести вскрытый скважиной разрез в интервале глубин 4468–4549 м к раннедевонскому.

На глубине 4488–4531 м, судя по керну, скважина прошла по тонкослоистым первично-глинистым алевритистым породам, в результате кимберлитового метаморфизма в различной степени серицитизированным, окремненным, окварцованным, пиритизированным, с биотитом и графитом, по внешнему облику породы напоминают в различной степени графитизированные филлиты.

В интервале 4531–4543 м в составе пород преобладает кварц (частью в прожилках), содержащий графит, пирит, карбонат. По внешним признакам породу можно назвать вторичным графитизированным кварцитом. В интервале глубин 4545–4549 м лежат метасоматически измененные

графитизированные, окварцованные, доломитизированные (в т. ч. с кварц-доломитовыми прожилками) пиритизированные породы, содержащие темноцветные минералы с развитым по ним хлоритом. Порода участками мелкообломочная, а в целом может рассматриваться как брекчированная. Под микроскопом порода представляется вторичным доломитом по известнякам, содержащим «занозистые» обломки до 2×4 см моноклинных и ромбических пироксенов, амфиболов, антигорита по ортопироксену, в основном замещенных хлоритом, частью «свежих», отмечена микробрекчированность пород, а также окремнение или серицитизация (петрографы «ОренбургНИГШнефть» С.П. Макарова, А.Г. Галимов и профессор Российского государственного университета нефти и газа им. И.М. Губкина Т.А. Лапинская).

Все породы трещиноватые (45–60° к горизонту), трещины полностью или частично заполнены кварцем, кварцем и доломитом, графитом, пиритом, пленочным кальцитом в парагенезисе с халькопиритом (?).

По мнению автора, скважина № 54 коснулась кимберлитовой трубки после-раннедевонского возраста. Автор допускает, что возраст трубки может быть и после-раннемеловым, тогда ее выход может быть обнаружен, вероятнее всего в зоне Белогорского грабена.

Вскрытые скважиной № 54 специфические породы, могущие сопровождать алмазоносные ассоциации, по современной классификации изверженных пород могли быть отнесенными либо к лампроитовым туффитам, либо к туффизитам, однако, по мнению автора, предложенные им названия пород более емкие и понятные геологам-практикам.

## К ВОПРОСУ О МАРГАНЦЕВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА УЧАЛИНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

*П.И. Пирожок<sup>1</sup>, Е.Н. Перова<sup>2</sup>, М.П. Орлов<sup>1</sup>*

<sup>1</sup> ОАО «Учалинский горно-обогатительный комбинат», г. Учалы

<sup>2</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург

Учалинское месторождение является одним из природных объектов, на котором колчеданное оруденение пространственно сопряжено с марганцевой минерализацией. Геолого-структурное положение, морфология и минеральный состав его медно-цинковоколчеданных руд хорошо исследованы [1, 2, 3]. Марганцевая минерализация Учалинского месторождения выявлена П.И. Пирожком в 1972 г., но длительное время детально не изучалась. Частично ее исследования выполнены П.И. Пирожком [4] и П.А. Плетневым [5].

Марганцевая минерализация на Учалинском месторождении представлена тремя типами пород: 1) родонитовыми; 2) браунитовыми; 3) пьомонитовыми.

Родонитовые породы установлены в нескольких проявлениях. На южном фланге (рис. 1) они представлены пластовым телом мощностью 0,7–1,2 м, которое залегает на контакте миндалекаменных базальтов ( $D_{2efkr}$ ) с окварцованными игнимбритами, в 50 м к западу от выклинки главного рудного тела.

В районе Западного откаточного штрека родонитовое тело локализовано в серицитизированных, окварцованных и эпидотизированных туфобрекчиях риолитовых порфиров всячего (западного) бока рудной залежи.

Браунитовые породы проявлены в виде отдельных прослоев мощностью до 20–30 см в нескольких пачках кремнистых сланцев мукасовского горизонта ( $D_{3fr}$ ), слагающих верхние горизонты мульды (рис. 2) на северо-восточном фланге месторождения.

Пьомонитовые породы приурочены к базальному горизонту метаморфизованных туфобрекчий и туфов основного состава, подстилающих основание этой мульды.

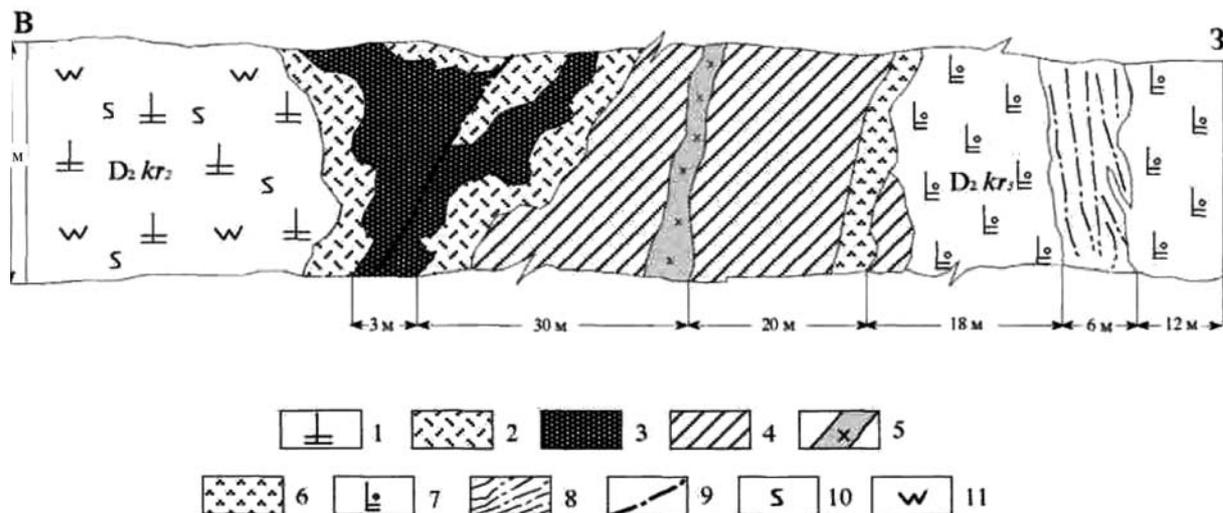


Рис. 1. Геолого-структурное положение родонитового тела в районе разведочного профиля 1-ю на X уступе (отм. 470–458) южного борта Учалинского карьера (составил П.И. Пирожок)

**Условные обозначения:** 1 — окварцованные риолиты, с рассеянной вкрапленностью пирита и халькопирита в зоне контакта с рудным телом; 2 — кварц-серицитовая порода, сланцеватая; 3 — брекчированная руда; 4 — игнимбриты (окварцованные желтовато-серые кислые туфы); 5 — дайка диоритового порфирита; 6 — родонитовое тело; 7 — миндалекаменные базальты; 8 — среднезернистые туфы основного состава; 9 — тектонический разлом; 10 — серицитизация; 11 — окварцевание

В составе марганцевых пород нами продиагностировано 20 минералов. Ниже охарактеризованы основные породообразующие марганцевые минералы.

**Родонит** является главным минералом родонитовых пород, слагая их основную массу; он также встречается в виде отдельных секущих прожилков. Родонит представлен двумя генерациями. Первая генерация выделяется в виде как мелкозернистых (0,01–0,05 мм) изометричных выделений, так и довольно крупных (до 0,2 мм) таблитчатых кристаллов светло-розового цвета с хорошо

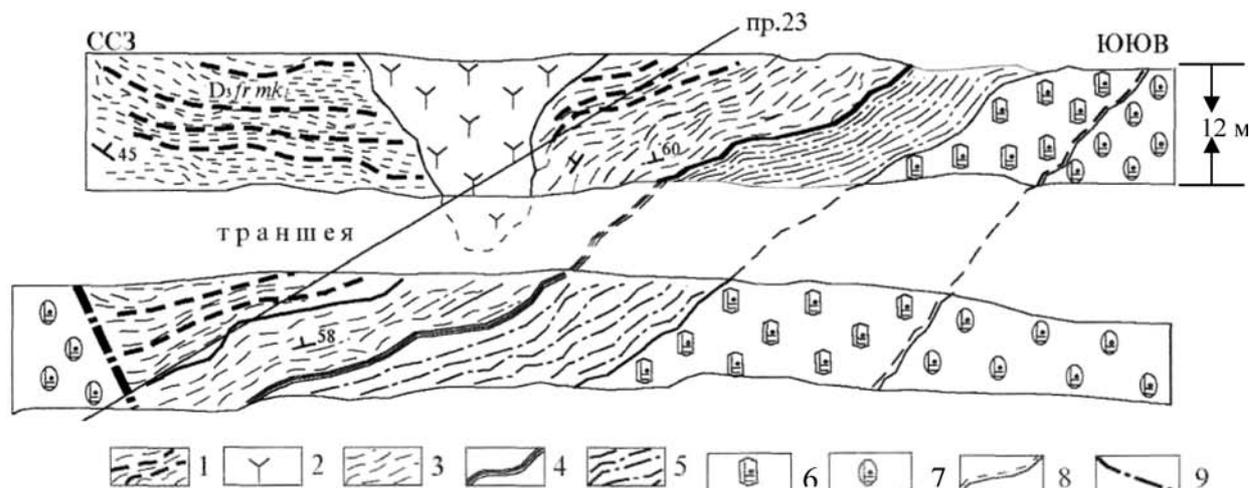


Рис. 2. Фрагмент строения северо-восточной мульды (составил П.И. Пирожок)

**Условные обозначения:** 1 — горизонт вишнево-бурых кремнистых сланцев с прослоями браунита; 2 — андезитовые порфириты ( $D_2gvul$ ); 3 — зелено-серые и лилово-серые кремнистые сланцы; и кремнистые туффиты; 4 — кремнисто-углистые сланцы; 5 — светло-серые полимиктовые туфопесчаники; 6 — базальный горизонт, сложенный крупными обломками вишнево-бурых базальтов; 7 — палеобазальты — миндалекаменные порфириты с шаровой отдельностью; 8 — линия углового несогласия; 9 — разлом Восточный I; масштаб вертикальный и горизонтальный одинаковые

выраженной спайностью. Родонит—I образует основную ткань родонитовых и гранат-родонитовых агрегатов. В ассоциации с родонитом—I встречаются **Мп-гроссуляр**, **Мп-андрадит**, **манганаксинит**, **тефроит**, **кариопилит**, **кальцит**. Родонит—II ярко-розового цвета входит в состав карбонат-родонитовых и родонит-кварцевых прожилков мощностью 2–10 см, секущих всю массы породы. Он образует вытянутые кристаллы размером до 1,5 мм. Химический состав обеих генераций представлен в таблице. Родонит—I и родонит—II характеризуются невысоким количеством примесей.

Гранат представлен двумя минеральными видами — гроссуляром и андрадитом, обогащенными марганцем.

**Марганцевый гроссуляр** является основным минералом родонит-гранатовых агрегатов, в подчиненных количествах он также встречается в манганаксинитовых и родонитовых агрегатах. Гроссуляр образует округлые выделения микроскопического (0,01–0,05 мм) размера, рассеянные в общей массе родонита. Химический состав Мп-гроссуляра характеризуется довольно высокими содержаниями марганца (до 1,29 ф. ед.). Наиболее высокие (до 0,3 ф. ед.) содержания железа наблюдались в гроссулярах из родонит-гранатового агрегата.

**Марганцевый андрадит** образует отдельные мономинеральные агрегаты коричневого цвета в составе родонитовых пород. Содержание марганца в формуле андрадита варьирует в пределах 0,26–0,30 ф. ед.

**Тефроит** является основным пороодообразующим минералом тефроитового агрегата, наблюдаемого в некоторых случаях в виде каймы на контакте браунитовых и родонитовых индивидов. Тефроит образует небольшие (0,05–0,1 мм) изометричные выделения. Химическая формула тефроита (см. табл.) близка к стехиометрической.

**Кариопилит** является главным минералом кариопилитовых агрегатов и представлен войлокоподобными выделениями желтовато-коричневого цвета. Химический состав варьирует от чистых безпримесных индивидов до разновидностей, содержащих в качестве примеси Mg и Al.

**Манганаксинит** в марганцевых породах Учалинского месторождения представлен несколькими морфологическими типами, из них первые два наблюдаются в составе родонитовых пород. Манганаксинит *первого типа* образует крупные (1–2 см) уплощенные кристаллы желто-оранжевого цвета, проросшие индивидами родонита. Кристаллы манганаксинита нередко изогнуты и имеют мозаичное строение. *Второй тип* представлен манганаксинитом ярко-оранжевого цвета, образует маломощные (0,5–0,8 см) прожилки, секущие родонитовый и родонит-гранатовый агрегат; в шлифах бесцветен, выделяется в виде довольно крупных (0,3–2 мм) разноориентированно вытянутых таблитчатых индивидов. Манганаксинит *третьего типа* входит в состав кварц-аксинитовых прожилков, секущих кварц-пьемонитовые породы, представлен как отдельными кристаллами, так и сноповидными выделениями желтого цвета в общей массе кварцевого прожилка. Нередко манганаксинит образует тесные прорастания с кварцевым агрегатом.

Химические составы разных морфологических типов отображены в таблице. Наиболее высоким (до 1,55 ф. ед.) содержанием марганца характеризуется манганаксинит из кварцевых прожилков в пьемонитовых породах.

**Браунит** на Учалинском месторождении образует отдельные линзы и прослои в вишнево-бурых кремнистых сланцах, а также был установлен в составе родонитовых пород.

В составе родонитовых пород браунит образует изометричные и клиновидные выделения (ксенолиты?), сцементированные агрегатами родонита. Выделения браунита также пересекаются многочисленными мелкими прожилками кальцита. В некоторых случаях в качестве браунитовой оторочки можно наблюдать агрегаты тефроита.

Размер линз браунита, залегающих в кремнистых сланцах, варьирует в пределах 5–10 см. Как правило, эти линзы обрамлены каймой мелкозернистого карбоната, представленного тонкими прорастаниями кальцита ( $\text{Ca}_{0,63}\text{Mn}_{0,37})_{1,00}\text{CO}_3$  и родохрозита ( $\text{Mn}_{0,58}\text{Ca}_{0,34}\text{Mg}_{0,08})_{1,00}\text{CO}_3$ . Основными минералами вмещающих кремнистых сланцев являются кварц и родохрозит ( $\text{Mn}_{0,81}\text{Ca}_{0,17}\text{Mg}_{0,02})_{1,00}\text{CO}_3$ . Кварц образует мелкие (0,01–0,02 мм) изометричные индивиды, родохрозит представлен мелкими (0,02–0,03 мм) ромбоэдрическими выделениями. Также эти породы содержат отдельные округлые агрегаты, сложенные кутнагоритом ( $\text{Ca}_{0,71}\text{Mg}_{0,25})_{0,96}\text{Mn}_{1,04}(\text{CO}_3)_2$ . Общий вишнево-бурый цвет придает распыленный во всей массе породы гематит.

Таблица

### Химический состав (мас. %) и кристаллохимические коэффициенты марганцевых минералов Учалинского месторождения

Компоненты	Родонит			Манганаксинит			Кариопилит			Мп-гроссуляр			Мп-андрацит	Пьемонтит			Мп-эпидот	Тефроит		Мп-пумпеллит
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12		13	14	15		16	17	
SiO <sub>2</sub>	47,76	48,02	45,60	43,04	42,82	43,33	37,32	37,87	38,54	37,78	38,48	35,87	37,15	37,42	35,26	30,76	34,16	36,11		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	17,62	18,36	19,06	0,00	1,19	0,00	21,78	21,99	2,60	19,00	20,01	22,74	0,00	22,78	24,59		
FeO*	0,00	0,61	0,00	1,84	0,00	0,54	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	25,96	0,93	0,95	6,27	0,00	1,69	3,77		
MnO	45,23	45,23	46,42	14,81	13,35	19,95	52,19	53,34	54,73	18,48	19,10	3,69	17,62	17,43	6,04	73,71	4,58	4,67		
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,44	1,90	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,52	3,52		
CaO	8,94	8,51	8,32	18,07	19,68	14,02	0,00	0,00	0,00	22,50	21,10	31,50	21,49	21,50	21,51	0,00	19,71	18,79		
Σ	101,93	102,37	100,34	95,38	94,21	96,90	91,95	94,31	93,27	100,50	100,67	98,59	96,19	95,90	91,82	104,47	85,44	91,45		
Кристаллохимические коэффициенты (ф. ед.)																				
Si	5,00	5,00	4,91	3,99	3,97	3,97	3,96	3,91	4,06	2,95	2,99	2,95	3,04	3,01	2,96	0,99	5,99	5,92		
Al	0,00	0,00	0,00	1,92	2,01	2,05	0,00	0,15	0,00	2,00	2,01	0,25	1,83	1,90	2,25	0,00	4,71	4,75		
Fe <sup>2+</sup>	0,00	0,05	0,00	0,05	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11		
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,78	0,06	0,06	0,44	0,00	0,25	0,41		
Mn	4,01	3,99	4,23	1,16	1,05	1,55	4,69	4,67	4,88	1,22	1,26	0,26	0,22	0,15	0,07	2,00	0,68	0,65		
Mn <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00	1,04	0,36	0,00	0,00	0,00		
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,39	0,29	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,66	0,87		
Ca	1,00	0,95	0,96	1,79	1,96	1,38	0,00	0,00	0,00	1,88	1,75	2,70	1,88	1,85	1,93	0,00	3,71	3,33		

**Примечание:** Анализы выполнены в лаборатории электронной микроскопии и микроанализа А/О МЕХАНОБР-АНАЛИТ на растровом электронном микроскопе SpacScan, снабженном полупроводниковым спектрометром Link AN 10000. Аналитики: Ю.Л. Крецер, А.И. Брусницын, Е.Н. Перова. FeO\* — общее содержание железа. Родонит—I: 1 — родонитовый агрегат (5ОР-91); 2 — манганаксинитовый агрегат (6ОР-91); Родонит—II: 3 — родонит-кальцитовый прожилок в тефроит-кариопилитовом агрегате; Манганаксинит: 4 — желтый манганаксинит из манганаксинитового агрегата (6ОР-91); 5 — оранжевый манганаксинит из манганаксинитового прожилка (5ОР-91); 6 — желтый манганаксинит из кварц-аксинитового прожилка (пьемонтитовые породы, обр.1ПП-93); Кариопилит: 7, 8 — кариопилитовый агрегат; 9 — тефроит-кариопилитовый агрегат (5ОР-91); Мп-гроссуляр: 10, 11 — родонит-гранатовый агрегат (6ОР-91); Мп-андрацит: 12 — мономинеральный гранатовый агрегат (5ОР-91); Пьемонтит: 13 — кварц-пьемонтитовые породы (1ПП-93); Мп-эпидот: 15 — кварц-пьемонтитовый агрегат (1ПП-93); Тефроит: 16 — тефроит-кариопилитовый агрегат (1ОР-91); Марганцевый пумпеллит: 17, 18 — кварц-пьемонтитовые породы (1ПП-93).

**Пьезонтит** и **марганцевый эпидот** образуют небольшие тонкозернистые и сферолитные выделения розового цвета с ярко выраженным плеохроизмом и наряду с кварцем слагают основную массу кварц-пьезонтитовых пород.

**Марганцевый пумпеллиит** образует небольшие чешуйчатые и листоватые выделения буровато-желтого цвета в кварц-пьезонтитовых агрегатах.

В качестве второстепенных минералов в составе кварц-пьезонтитовых пород присутствуют альбит, кальцит, марганцевый хлорит. Альбит и кальцит образуют изометричные агрегаты в общей массе породы. Марганцевый хлорит слагает маломощные (0,3–0,5 мм) поздние прожилки, секущие основную кварц-пьезонтитовую массу.

Приведенные выше данные свидетельствуют, что марганцевая минерализация широко проявлена во вмещающих породах Учалинского колчеданного месторождения. Процессы ее образования разнообразны и растянуты во времени. Так, механизм образования родонитовых пород связан с метаморфогенным преобразованием вулканогенно-осадочных пород, обогащенных кварцем, алюмосиликатами, марганцем и карбонатами. Родонитовые породы претерпели локальные деформации на фоне активно продолжающихся процессов метасоматоза. Аксинитовая минерализация — результат поздней постколчеданной гидротермальной деятельности [6]. Браунит образовался в процессе диагенетического, а затем последующего метаморфогенного преобразования обогащенного марганцем кремнисто-илистого осадка.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (№ 99-05-65286).*

#### Литература:

1. Бобохов А.С., Пирожок П.И., Скуратов В.Н. и др. Учалинское месторождение // Медноколчеданные месторождения Урала. Геологическое строение. — Свердловск: УрО АН СССР, 1988. — С. 109–120.
2. Бородаевская М.Б., Злотник-Хоткевич А.Г., Пирожок П.И., Ширай Е.П. Условия локализации и формирования колчеданных руд на примере Учалинского месторождения // Сов. геология. — 1984. — № 3. — С. 25–35.
3. Знаменский С.Е., Серавкин И.Б., Пирожок П.И. Геологическое строение Учалинского месторождения и рудного поля // Минеральные ресурсы УГОКа. — Уфа: Башк. кн. изд-во, 1994 — С. 176–190, 198–208.
4. Пирожок П.И. О соотношении марганцевой и колчеданной минерализации // Рудоносные, рудные и нерудные формации Урала. — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. — С. 113–114.
5. Плетнев П.А. Минералогия гондитов и метавулканитов прениито-пумпеллиитовой фации Учалинского колчеданного месторождения, Южный Урал // Уральская летняя минералогическая школа—95. — Миасс, 1995. — С. 60–64.
6. Русинов В.Л., Логинов В.П., Пирожок П.И. Парагенетический анализ околорудных метасоматитов // Медноколчеданные месторождения Урала. Условия формирования. — Екатеринбург: УрО РАН, 1992. — С. 139–147.

## К ПЕРСПЕКТИВАМ ПЛАТИНОНОСНОСТИ МАССИВА СРЕДНИЙ КРАКА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

*Д.Е. Савельев<sup>1</sup>, В.В. Зайков<sup>2</sup>, Е.В. Белогуб<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> *Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа; E-mail: savl71@mail.ru;*

<sup>2</sup> *Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс  
E-mail: zaykov@mineralogy.ru; belogub@mineralogy.ru*

Изучение платиноносности офиолитовых ультрабазитов Южного Урала было начато в 1960-е годы [9] и затем sporadически проводилось производственными организациями до конца 1980-х годов [Шумихин и др., 1987 г.]. Заметных положительных результатов при этом получено не было. Наиболее активно исследования ультраосновных массивов Южного Урала в отношении благороднометальной минерализации начали проводиться с 1990-х годов [2, 6, 7]. В это время была установлена платиноносность полосчатого комплекса Нуралинского массива, в пределах которого

были выявлены Западно-Шерамбайское и Озерное рудопроявления [6]. На массивах Крака основное внимание уделялось потенциальной платиноносности месторождений и рудопроявлений хрома, залегающих среди дунитов и краевых серпентинитов. В рудах отдельных объектов Хамитовской площади массива Средний Крака были установлены высокие концентрации платины — до 3,2 и 5,4 г/т [3, 7]. Вместе с тем с отдельными высокими значениями соседствовали преобладающие низкие содержания элементов платиновой группы (ЭПГ); закономерности распределения ЭПГ и собственные минералы платиноидов установлены не были.

Массивы Крака (Северный, Узьянский, Средний и Южный) расположены в северной части Зилаиро-Сакмарской зоны и занимают площадь около 900 км<sup>2</sup>. Средний Крака отличается от остальных массивов широким распространением габброидов и пироксенитов. Он имеет форму, близкую к овалу, удлинённому в меридиональном направлении, с размерами 25×10 км. Массив состоит из двух комплексов — ультрабазитового (реститового) и габброидного (магматического). Первый занимает около 75% площади массива; в восточной части он сложен преимущественно лерцолитами и гарцбургитами, а в юго-западной преобладают дуниты, вмещающие ряд месторождений хромовых руд вкрапленного типа (Правый Саксей, Шатран, Ключевское и др.). Габброидный комплекс примыкает к ультрабазитовому с запада; разрез начинается верлитами и клинопироксенитами, которые сменяются меланократовыми гнейсовидными габбро и массивными среднезернистыми габбро и габбро-диоритами. Наибольшие перспективы на благороднометальное оруденение связываются с ультраосновными породами основания габброидного комплекса, где возможно обнаружение двух типов минерализации: хромитит-платиноидной и малосульфидной [4, 8].

К первому типу относится ряд проявлений железистых хромититов, прослеживающихся в виде цепочки вдоль границы реститов и габброидного комплекса и отстоящих от последней на расстоянии 300–600 м. Западно-Саксейское рудопроявление (точка СК-186) приурочено к оруденелым клинопироксенитам, залегающим в основании габброидного комплекса [4, 5]. Оно расположено в верховьях небольшого лога — притока ручья Черный Ключ, в 600 м западнее месторождения Правый Саксей. В районе рудопроявления преимущественным распространением пользуются разнозернистые зеленые клинопироксениты, характеризующиеся порфиорокластической структурой. Рудные прожилки являются более поздними по отношению к вмещающим их пироксенитам, иногда они образуют штокверк или тонкую сетку в породе.

В образцах, отобранных из старых канав, пройденных при поисковых работах на хромовые руды в 1930-е годы, были выявлены высокие концентрации платиноидов при среднем значении их суммы 1,55 г/т (табл.). Среди платиноидов ведущая роль принадлежит платине, затем следует палладий, ниже концентрации родия и рутения. В целом геохимическая платинометальная специализация характеризуется преобладанием легкоплавкой ассоциации элементов и может быть отнесена к палладий-платиновому типу.

Акцессорная платинометальная минерализация, хотя и связана пространственно с прожилками железистых хромититов, но чаще отмечается в нерудных участках рядом с агрегатами хромшпинелидов. В обр. СК-186-1 выявлено несколько зерен платиноидов: кристалл тетраферроплатины с элементами каркасности и вытянутые групповые обособления. Кристалл тетраферроплатины характеризуется постоянным составом, практически не изменяющимся от его периферии к центру; среднее содержание (мас. %): Pt 76,73; Fe 21,25; Rh 1,17; Ni 0,49; Cu 0,36 [1]. Особенностью данного минерала является повышенная концентрация железа. Три зерна вытянутой формы железистого брэггита размером 6–10 мкм были обнаружены в обр. СК-186-1, в обр. СК-186 выявлен овальный нодуль миллерита с точечным выделением палладийсодержащего минерала.

Нами было также проведено опробование образцов серпентинизированных верлитов и клинопироксеновых дунитов на элементы платиновой группы, и в отдельных из них получены обнадеживающие результаты (обр. СК-98-23/2, СК-98-29). Повышенные содержания ЭПГ в породах связаны здесь уже с платино-палладиевой геохимической специализацией. Кроме того, в некоторых образцах клинопироксенитов габброидного комплекса массива Средний Крака (СК-785) выявлены высокие концентрации золота (2 г/т) при повышенных содержаниях платины (0,2 г/т) и палладия (0,32 г/т) (см. табл.). Рассматриваемый участок находится в бассейне ручья Черный Ключ, в аллювии которого известны находки россыпного золота [Сначев и др., 2000 г.]

Таблица

**Содержание элементов платиновой группы и золота в породах  
габброидного комплекса и хромититах массива Средний Крака (г/т)**

№ п/п	№ образца	Pt	Pd	Rh	Ru	Ir	Au	сумма
1	СК-99-186/4	<b>0,53</b>	<b>0,13</b>	<b>0,03</b>	<0,05	<b>0,03</b>	н/о	<b>0,72</b>
2	СК-99-186/3	<b>1,64</b>	<b>0,47</b>	<b>0,11</b>	<b>0,06</b>	<b>0,11</b>	н/о	<b>2,39</b>
3	СК-98-23/2	<b>0,14</b>	<b>0,76</b>	<0,005	<0,05	<0,05	н/о	<b>0,90</b>
4	СК-785	<b>0,20</b>	<b>0,32</b>	<0,005	<0,05	<0,05	<b>2,00</b>	<b>2,52</b>
5	СК-98-58/3	0,01	0,02	<0,005	<0,05	<0,05	н/о	0,03
6	СК-98-29	0,04	0,10	<0,005	<0,05	<0,05	н/о	0,14
7	ПС (n = 12)	<0,01	0,09	<0,005	<0,05	<0,05	0,07	0,16

**Примечание:** анализы 1–2 — клинопироксениты и железистые хромититы рудопроявления Западно-Саксейское, 3–6 — ультрамафиты основания габброидного комплекса, 3–4 — клинопироксениты, 5–6 — серпентинизированные верлиты и клинопироксеносодержащие дуниты; 7 — средние содержания ЭПГ и Au в хромовых рудах из дунитов ультрабазитового комплекса (Правосаксейская и Шатранская рудоносные зоны); н/о — содержание не определялось. Анализы проведены в лаборатории спектрального анализа ИГЕМ РАН (зав. лаб. В.В. Дистлер) атомно-абсорбционным методом с чувствительностью: Pt — 10, Pd — 5, Rh — 20, Ru — 50, Ir — 50, Au — 50 мг/т.

Таким образом, все указанные факты создают предпосылки для положительной оценки перспектив юго-западной части массива Средний Крака на благороднометальное оруденение. Поисковые работы рекомендуется локализовать в полосе субмеридионального простирания шириной от 200 до 700 м, восточный край которой представлен границей реститовых дунитов с верлит-клинопироксенитовым уровнем, а западный определяется зоной гнейсовидных габброидов.

#### Литература:

1. **Зайков В.В., Савельев Д.Е., Котляров В.А. и др.** Платиноиды в хромитовых рудах Южного Урала: данные по гипербазитовым массивам Карабашскому, Варшавскому и Среднему Крака // Металлогения древних и современных океанов — 2012. Гидротермальные поля и руды. — Миасс: ИМин УрО РАН, 2012. — С. 176–182.
2. **Знаменский С.Е., Даниленко С.А., Ковалев С.Г., Сначев В.И.** Генетические типы и платиноносность хромитов Нуралинского габбро-гипербазитового массива (Южный Урал) // Познание и сбережение недр РБ. — Уфа, 1996. — С. 33–34.
3. **Ковалев С.Г., Сначев В.И., Савельев Д.Е.** Перспективы платиноносности рудных формаций башкирской части Южного Урала // Горный журнал: изв. Вузов. — 1997. — № 5–6. — С. 34–40.
4. **Савельев Д.Е.** Петрогеохимические особенности и рудоносность габбро-гипербазитового массива Средний Крака // Автореф. дис.... канд. геол.-мин. наук. — М., 2000. — 27 с.
5. **Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А.** Геология, петрогеохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. — 320 с.
6. **Смирнов С.В.** Петрология верлит-клинопироксенит-габбровой ассоциации Нуралинского гипербазитового массива и связанное с ним платиноидное оруденение // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. — Екатеринбург, 1995. — 18 с.
7. **Сначев В.И., Ковалев С.Г., Рыкус М.В., Высоцкий И.В.** Новые данные по золотоносности западного склона Южного Урала: Препр. / РАН. Уфимский науч. центр. Ин-т геологии. — Уфа, 1996. — 29 с.
8. **Сначев В.И., Савельев Д.Е., Рыкус М.В.** Петрогеохимические особенности пород и руд габбро-гипербазитовых массивов Крака. — Уфа, 2001, — 212 с.
9. **Фоминых В.Г., Хвостова В.П.** О платиноносности дунитов Урала // Докл. АН СССР. — 1970. — Т. 191, № 2. — С. 443–445.

## СТРУКТУРА РУДНЫХ ПОЛЕЙ ЗАПАДНО-ОЗЕРНОГО И ОЗЕРНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ПЕРСПЕКТИВЫ ОБНАРУЖЕНИЯ НОВЫХ ПРОМЫШЛЕННЫХ ОБЪЕКТОВ

*И.Б. Серавкин, А.М. Косарев, З.И. Родичева*

*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа; E-mail: seravkin@ufaras.ru*

Западно-Озерное и Озерное цинково-медноколчеданные месторождения уральского типа расположены в северо-западной части Верхнеуральского рудного района, на территории Республики Башкортостан [1]. Эти месторождения локализованы в верхних горизонтах базальт-риодацитового комплекса карамалыташской вулканогенной свиты ( $D_2efkr$ ) и, отчасти (Западно-Озерное месторождение), в низах вулканогенно-осадочной улутауской свиты ( $D_2zv-D_3ful$ ), представляющих «верхнеуральский» региональный уровень развития колчеданного оруденения Магнитогорской мегазоны.

В последнее десятилетие на флангах названных месторождений проводились поиски новых промышленных объектов, не давшие положительных результатов. В 2012 г. авторами по договору с Учалинским филиалом ОАО «Башкиргеология» выполнены исследования, результаты которых кратко изложены в настоящей статье. Основной целью проведенных работ было уточнение геологической и выяснение палеовулканологической структуры флангов Западно-Озерного и Озерного месторождений и выделение участков, перспективных для поисков медноколчеданных руд. Конкретными задачами являлись: 1) анализ геологических, геофизических и геохимических материалов; 2) составление структурно-палеовулканологических схем, сопровождаемых геологическими разрезами; 3) уточнение состава вулканогенных пород путем просмотра петрографических шлифов и образцов керн скважин, пробуренных в 2011 г. и находящихся в проходке в 2012 г.

**Структура северо-восточного фланга Западно-Озерного месторождения.** Основной является *кольцевая структура*, вытянутая в северо-восточном направлении, оконтуренная субвулканическими телами андезитов. Установлено ее общее синклинорное строение (рис.). Другим структурным элементом первого порядка, расположенным на северо-восточном фланге участка, является брахиантиклиналь, ядро которой сложено толщами карамалыташской свиты ( $D_2kr_3$  и  $D_2kr_4$ ), а крылья — отложениями улутауской свиты (см. рис.). Фациальные наблюдения свидетельствуют о первичновулканической природе кольцевой и брахиантиклинальной структур. В отношении кольцевой структуры — это развитие экстрозивных тел фельзитовидных дацитов и андезидацитов среди улутауских отложений в центре структуры, обрамление структуры субвулканическими телами, наличие экстрозивно-эффузивно-туфовых вулканических построек кварцевых риолитов, к периферии сменяющихся туфогенными пачками на уровне толщи  $D_2kr_4^2$ . Это позволяет предполагать, что кольцевая структура представляет собой *деформированную палеокальдеру*. Брахиантиклинальное поднятие карамалыташской свиты на всех стратиграфических уровнях ( $D_2kr_3$ ,  $D_2kr_4^1$ ,  $D_2kr_4^2$ ) сложено преимущественно грубообломочными вулканокластическими, эффузивными и экстрозивными фациями вулкаников. Это, в совокупности с брахиантиклинальной формой структуры, убеждает в том, что мы имеем дело с *палеовулканической постройкой*. Субвулканические андезиты занимают около 40% площади рудного поля. При общем кольцеобразном распространении контакты субвулканических тел извилистые, и особенно сложные в районе Западно-Озерного месторождения. Контуры тел андезитов были существенно уточнены по сравнению с имевшейся ранее картой. В разрезах в пределах кольцевой структуры андезиты образуют мощные силлоподобные залежи, сочетающиеся с крутопадающими телами, контакты которых контролируются разрывными нарушениями.

Разрывные нарушения образуют 3 системы: 1) субмеридиональную, 2) северо-западную и 3) близширотную. Складчатые элементы выявлены в северо-восточной части кольцевой структуры, оси складок простираются в северо-восточном направлении.

**Структура флангов Озерного месторождения** отображена на схеме (рис.). Как видно, территория разделена на 3 блока, границами между ними служат разрывные нарушения широтного простираения. Строение блоков существенно различается. *Северный блок* сложен в его западной

части отложениями улутауской свиты, а восточнее — отложениями мукасовской свиты и ранне-каменноугольными габброидами. Разрывное нарушение меридионального простирания представляет собой литрический сброс восточного падения. **Центральный блок** в его западной части сложен кислыми вулканитами четвертой толщи карамалыташской свиты (восточная часть брахи-антиклинали). К востоку поверхность карамалыташской свиты погружается под улутауские и далее под мукасовские отложения. **Южный блок** с поверхности сложен верхней толщей карамалыташской свиты ( $D_2kr_4$ ) и перекрывающими улутаускими отложениями. Карамалыташские кислые вулканиты образуют поднятие общего субмеридионального простирания, протягивающееся к югу

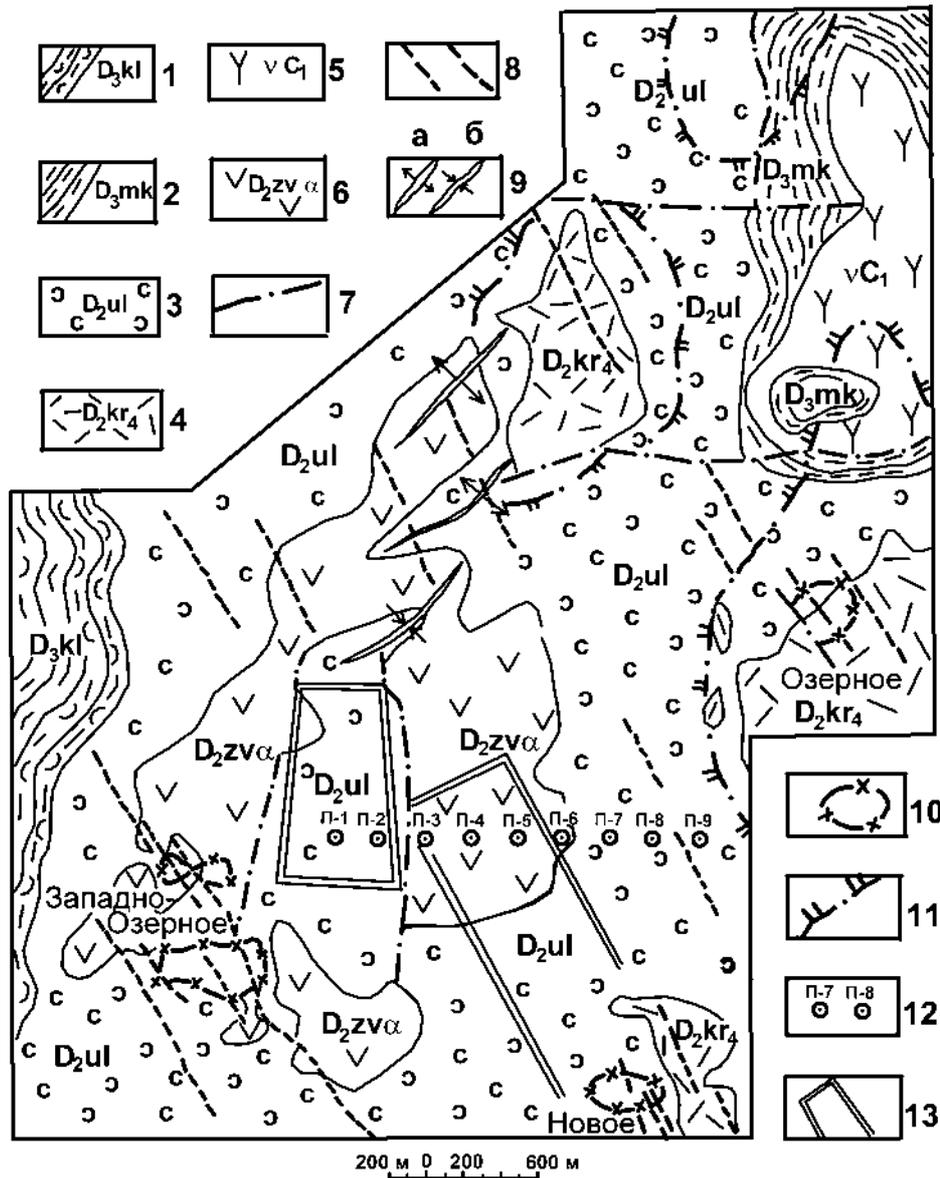


Рис. Геолого-структурная схема района Западно-Озерного, Озерного и Нового месторождений. Составил И.Б. Серавкин с использованием материалов Учалинского филиала ОАО «Башкиргеология»

**Условные обозначения:** 1–4 — стратиграфические подразделения: 1 — колтубанская свита, 2 — мукасовская свита (горизонт), 3 — улутауская свита, вулканогенно-осадочные отложения, 4 — карамалыташская свита, четвертая толща вулканитов кислого состава; 5–6 — интрузивные образования: 5 — габброиды, 6 — экстрозивно-субвулканический комплекс андезитовидного состава; 7–13 — структурные и прочие: 7 — разрывные нарушения, 8 — разломы, выполненные дайками габброидов, 9 — оси антиклиналей (а) и синклиналей (б), 10 — проекции контуров рудных тел Западно-Озерного, Озерного и Нового месторождений, 11 — контуры базальтовых поднятий карамалыташской свиты под более молодыми отложениями, 12 — проектные скважины, 13 — границы площадей первоочередного опоискования

до Талганского месторождения. В пределах изучавшегося участка Талганская гряда выходов  $kr_4$  представлена северо-западным окончанием, погружающимся к северу и северо-западу под улутауские отложения.

Толща кислых вулканитов вмещает **Озерное месторождение**, залегающее в локальной вулканической депрессии, представляющей палеокальдеру. Рудное тело Озерного месторождения имеет изометричную в плане форму, плоскую кровлю и изометрично-конусообразную форму по падению, что тоже свидетельствует о формировании руд в депрессии, подобной жерлу вулкана.

На геолого-структурной схеме (рис.) намечается 3 поднятия карамалыташской свиты, в которых вулканические постройки основного (базальт-андезибазальтового) и кислого (дацит-риодацит-риолитового) состава пространственно совмещены, образуя вулкано-купольные палеовулканические сооружения контрастного состава. На юго-юго-западном фланге участка по выходам толщи  $kr_4$  выделяется еще одна вулканическая постройка кислого состава, к депрессии в этой постройке приурочено месторождение Новое. По данным Е.П. Ширая, на глубине 400 м под кислой вулканической постройкой расположен юго-восточный фланг базальтового поднятия, большая часть которого расположена северо-западнее, под оз. Гнилым [1].

Таким образом, известные колчеданные месторождения, расположенные на изучавшейся площади — Западно-Озерное, Озерное и Новое, как и другие месторождения Верхнеуральского рудного района — Узельгинское, им. XIX партсъезда, Талганское, Чебачье и Молодежное, контролируются вулканическими постройками, имеющими в основании базальтовые поднятия и сложенными кислыми вулканитами, в которых локализованы руды. При этом кислые вулканиты часто заполняют депрессии в рельефе базальтовых построек, но в других случаях образуют вулканические купола.

**Перспективы флангов Западно-Озерного и Озерного месторождений** определялись исходя из суммы формационных, структурно-палеовулканологических, метаморфических — метасоматических, стратиграфических и минералого-геохимических критериев [2], используемых применительно к полученным результатам.

1. Наибольшие перспективы мы связываем с кольцевой структурой (палеокальдерой) лицензионного участка Западно-Озерного месторождения. В этой структуре необходимо проверить ее центральную, наиболее погруженную, часть и восточный фланг. В центральной части потенциально рудоносный уровень не перебурен. Здесь предполагается колчеданная залежь депрессионного структурного положения. На восточном борту палеокальдеры возможно присутствие оруденения, по структурному положению соответствующего Западно-Озерному месторождению. Привлекательность этого участка усиливается благодаря тому, что он лежит на простирании региональной рудоносной зоны, вмещающей месторождения Молодежное, Чебачье, Талганское, им. XIX партсъезда и Новое. Для решения перечисленных задач проектируется проходка 9-ти скважин глубиной от 800 до 1200 м в широтном профиле. Скважины П-1 — П-4 должны уточнить структуру палеокальдеры и вскрыть возможную рудную залежь. Скважины П-5 — П-6 — опосковать западный борт палеокальдеры, а скважины П-7 — П-9 — выяснить структуру и определить перспективы юго-западного фланга Озерного и северо-западного фланга Нового месторождений.

2. На северном дальнем фланге Озерного месторождения предполагается проверка аномалий А-1, А-2 и А-4 и бурение одной скважины для проверки депрессионной структуры в 700 м к западу от скв. 1674. В связи с оруденением в скв. 7073 проектируется также проверка аномалий А-3 и А-5.

3. На юго-юго-западном фланге Озерного месторождения, кроме проходки широтного профиля проектных скважин П-6 — П-9, рекомендуется, в качестве работ второй очереди, изучение северо-западного фланга Озерного месторождения в пределах региональной рудоносной зоны.

## Литература:

1. Минеральные ресурсы Учалинского ГОКа / И.Б. Серавкин, П.И. Пирожок, В.Н. Скуратов и др. — Уфа: Башк. кн. изд-во, 1994. — 328 с.
2. Серавкин И.Б. Палеовулканологические критерии рудоносности и перспективы районов Башкирского Зауралья на колчеданные руды // Полезные ископаемые Республики Башкортостан (руды меди, цинка, свинца). — Уфа: Гилем, 2010. — С. 268–289.

## СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАСШИРЕНИЯ РУДНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ СИБАЙСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

*Р.А. Хамитов<sup>1</sup>, А.Г. Волчков<sup>2</sup>, З.Р. Гибадуллин<sup>3</sup>, Н.И. Татарко<sup>4</sup>*

<sup>1</sup> *Управление по недропользованию по Республике Башкортостан, г. Уфа*

<sup>2</sup> *ФГУ «ЦНИГРИ», г. Москва*

<sup>3</sup> *ОАО «Сибайский ГОК», Сибайский филиал ОАО «УТОК», г. Сибай*

<sup>4</sup> *Сибайский филиал ОАО «Башкиргеология», г. Сибай*

### Введение

Учитывая истощенность разведанных запасов медноколчеданных руд Сибайского и Камаганского месторождений, являющихся сырьевой базой градообразующих предприятий — ОАО «Сибайский ГОК» (ранее ОАО «Башкирский медно-серный комбинат») и Сибайского филиала ОАО «Учалинский ГОК», в целях всестороннего научно-практического обсуждения и поиска оптимальных путей решения актуальных проблем развития и освоения рудно-сырьевой базы Сибайского рудного района и его главнейшего Сибайского месторождения с привлечением широкого круга руководителей, ученых и специалистов и по согласованию с Администрацией городского округа г. Сибай и руководством ОАО «Сибайский ГОК» 2–3 февраля 2012 г. в г. Сибай на базе ОАО «Сибайский ГОК» была проведена научно-практическая конференция по теме: «Сибайский рудный район: состояние, проблемы и перспективы развития и освоения».

Необходимость проведения данной конференции стала актуальной после состоявшегося в ноябре 2011 г. в г. Учалы на базе ОАО «Учалинский ГОК» рабочего совещания, посвященного обсуждению вопросов проведения геологоразведочных и горно-подготовительных работ за счет средств комбината на лицензионных участках месторождений: Озерное, Западно-Озерное и Ново-Учалинское. Состоявшийся тогда предметный разговор и обмен мнениями широкого круга представителей геологической науки из горно-геологических научно-исследовательских организаций, геологоразведчиков и горняков, а также управленческих структур позволил выявить отдельные проблемы в научно-методическом, технико-технологическом и финансовом обеспечении геологоразведочных работ, опробовательско-аналитических и технологических исследований керна и объемных проб рудного сырья и наметить конкретные пути их решения.

Наиболее остро проблемы ОАО «Башкирский медно-серный комбинат», связанные с отработкой запасов в проектном контуре Сибайского карьера (рис. 1) и, как следствие, обеспечением рудой Сибайской обогатительной фабрики, вставали еще в 1997–1999 гг. В то время Геологической службой республики совместно с ОАО «Башкиргеология» были предприняты экстренные меры по постановке ускоренной разведки Верхней залежи Камаганского месторождения (рис. 2) за счет средств Государственного внебюджетного фонда ВМСБ. Освоение данного месторождения на основе оперативной геологической информации еще до окончания геологоразведочных работ с подсчетом запасов помогло выжить комбинату в непростое время — в период дефолта. Но сегодня неполная загрузка рудой Сибайской обогатительной фабрики как местными, так и привозными рудами связана с полным переходом на подземный способ добычи руд Сибайского и истощением разведанных запасов руд для открытой добычи Камаганского месторождений, несвоевременной подготовленностью имеющихся запасов к добыче подземным способом, а также строительством новой Хайбуллинской обогатительной фабрики (2011 г. — переработано более 1 млн. т руды Юбилейного месторождения).

**Несколько цифровых показателей по Сибайскому месторождению.** Согласно протоколу ГКЗ СССР № 2236 от 13.05.1958 г. и протоколу РКЗ РБ № 15/1030 от 2003 г., в целом утвержденные балансовые запасы медно-цинковоколчеданных руд Сибайского месторождения (*участки Новый Сибай, Старый Сибай, Слепая залежь*) составляли по кат. В+С<sub>1</sub> — 112285 тыс. т (меди — 1163,7 тыс. т), кат. С<sub>2</sub> — 4908 тыс. т (меди — 101,2 тыс. т) — для открытой добычи. Остаточные запасы руд



Рис. 1.



Рис. 2.

по состоянию на 01.01.2012 по кат. В+С<sub>1</sub> — 16170 тыс. т. На участке «Новый Сибай» за 2011 г. суммарно добыто 856 тыс. т медной и медно-цинковой руды.

Кроме того, по участку *Старый Сибай – Нижняя залежь* для подземной добычи числится медных руд по кат. С<sub>1</sub> — 2578 тыс. т (медь — 81 тыс. т), кат. С<sub>2</sub> — 2599 тыс. т (медь — 77,5 тыс. т). Остаток руды на 01.01.2012 по кат. С<sub>1</sub> — 679 тыс. т, по кат. С<sub>2</sub> — 2375 тыс. т. За 2011 г. суммарно добыто 172 тыс. т медной руды.

Обеспеченность балансовыми запасами Сибайского подземного рудника в соответствии с проектами разработки месторождения составляет 19 лет, по 2030 г. включительно.

Входящий в состав ООО «УГМК-Холдинг» ОАО «Сибайский ГОК» (ранее ОАО «Башкирский МСК») в настоящее время менее других горных компаний обеспечен запасами медноколчеданных руд. Комбинат разрабатывает комбинированным способом Сибайское месторождение (участки Новый Сибай и Нижняя залежь), но количество добываемой руды только на 75% обеспечивает потребности Сибайской обогатительной фабрики (проектная производительность — 2,5 млн. т руды в год). Рудно-сырьевой базой комбинат обеспечен на 10–15 лет. Работы по добыче и обогащению руды ведутся Сибайским филиалом ОАО «Учалинский ГОК» на основании договора генподряда.

### **Состояние ранее проведенных геологоразведочных работ по Сибайскому рудному району**

1.1. В 2002–2005 гг. по госзаказу «Роснедра» за счет средств федерального бюджета силами ОАО «Башкиргеология» проводились работы по объекту *«Поиски малоглубинных медноколчеданных объектов в центральной части Сибайского рудного района»* (основной исполнитель Татарко Н.И.). Фактическая стоимость работ составила 48,3 млн. руб. (проектная первоначальная стоимость — 56 млн. руб.). В результате работ в пределах Сибайского рудного поля были рекомендованы для дальнейшего изучения и локализованы прогнозные ресурсы меди:

- на флангах Северо-Сибайского месторождения по кат. Р<sub>1</sub> — 101,8 тыс. т;
- в пределах Ракай-Ряшской структуры по кат. Р<sub>2</sub> — 180 тыс. т.

1.2. В 2005–2007 гг. по госзаказу «Башнедра» за счет средств федерального бюджета ОАО «Башкиргеология» проводились работы по объекту *«Поиски медноколчеданных руд в Бакр-Узякском рудном поле»*. Стоимость работ составила 85,6 млн. руб. В результате работ оценены прогнозные ресурсы по кат. Р1: меди — 22,6 тыс. т, цинка — 5 тыс. т; по кат. Р2 меди — 315 тыс. т.

1.3 В 2007–2010 гг. по госзаказу «Башнедра» в пределах Баймакского, Хайбуллинского и Зилаирского административных районов Республики Башкортостан, включая Сибайский рудный район, за счет средств федерального бюджета силами ГФУП «ВНИИГеофизика» совместно с ОАО «Башкиргеология» (соисполнитель) были проведены глубинные сейсморазведочные работы по объекту *«Выявление и предварительная оценка колчеданных рудных полей в перекрытом залегании на юго-востоке Республики Башкортостан на основе применения высокочастотной сейсморазведки»*. Стоимость работ составила 100 млн. руб. В результате работ оценены глубины залегания кровли колчеданосных комплексов (до глубины 3 км), локализованы и оценены прогнозные ресурсы меди по категории Р<sub>2</sub> в количестве 1 млн. т.

### **Перспективы открытия новых месторождений и пути восполнения собственной рудно-сырьевой базы комбинатов**

На Западном крыле Магнитогорского мегасинклинория или Западно-Магнитогорской структурно-формационной зоны развития колчеданосных вулканогенных формаций (рис. 3) сосредоточено значительное количество медноколчеданных месторождений, которые обеспечивают потребности в минеральном сырье в центральной части — ОАО «Сибайский ГОК» (ранее ОАО «Башкирский медно-серный комбинат»), ООО «Башкирская медь», Сибайского филиала ОАО «Учалинский ГОК», ООО «Семеновский рудник», ОАО «Башкирское шахтопроходческое управление», ЗАО «Бурибаевский ГОК»; к северу — ОАО «Учалинский ГОК», к югу — ОАО «Гайский



**Сибайский рудный район** находится в пределах Кизило-Уртазымского синклиория. Основной рудовмещающей структурой зоны является Сибайская колчеданосная структура с группой известных медноколчеданных месторождений (Ново-Сибайское, Старый Сибай, Нижняя залежь, Камаганское), которые уже около 80 лет эксплуатируются горнодобывающими предприятиями г. Сибая, что привело, естественно, к истощению рудной базы разрабатываемых месторождений. Однако, как показывает анализ результатов выполненных здесь ранее геолого-геофизических и геохимических работ, прогнозный потенциал данной структуры остается еще высоким, что предполагает открытие здесь новых месторождений и рудных залежей. Кроме того, новые месторождения могут быть открыты и за пределами Сибайской структуры, т. е. в перекрытой части Кизило-Уртазымского синклиория или более общее — в пределах западного крыла Магнитогорского мегасинклиория. Все это позволит обеспечить стабильную работу Сибайской обогатительной фабрики на ближайшую и дальнюю перспективу.

Дальнейшее расширение рудно-сырьевой базы Сибайского рудного района связывается (рис. 4):

- 1) с дальнейшей оценкой Сибайской колчеданосной структуры, в т. ч. ее глубоких горизонтов;
- 2) с предпосылками выявления новых месторождений и залежей в пределах западного крыла Магнитогорского мегасинклиория.

**Каковы перспективы расширения рудной базы в пределах Сибайской рудноносной структуры?**

Обратимся к структурно-формационной карте Сибайской структуры (рис. 5).

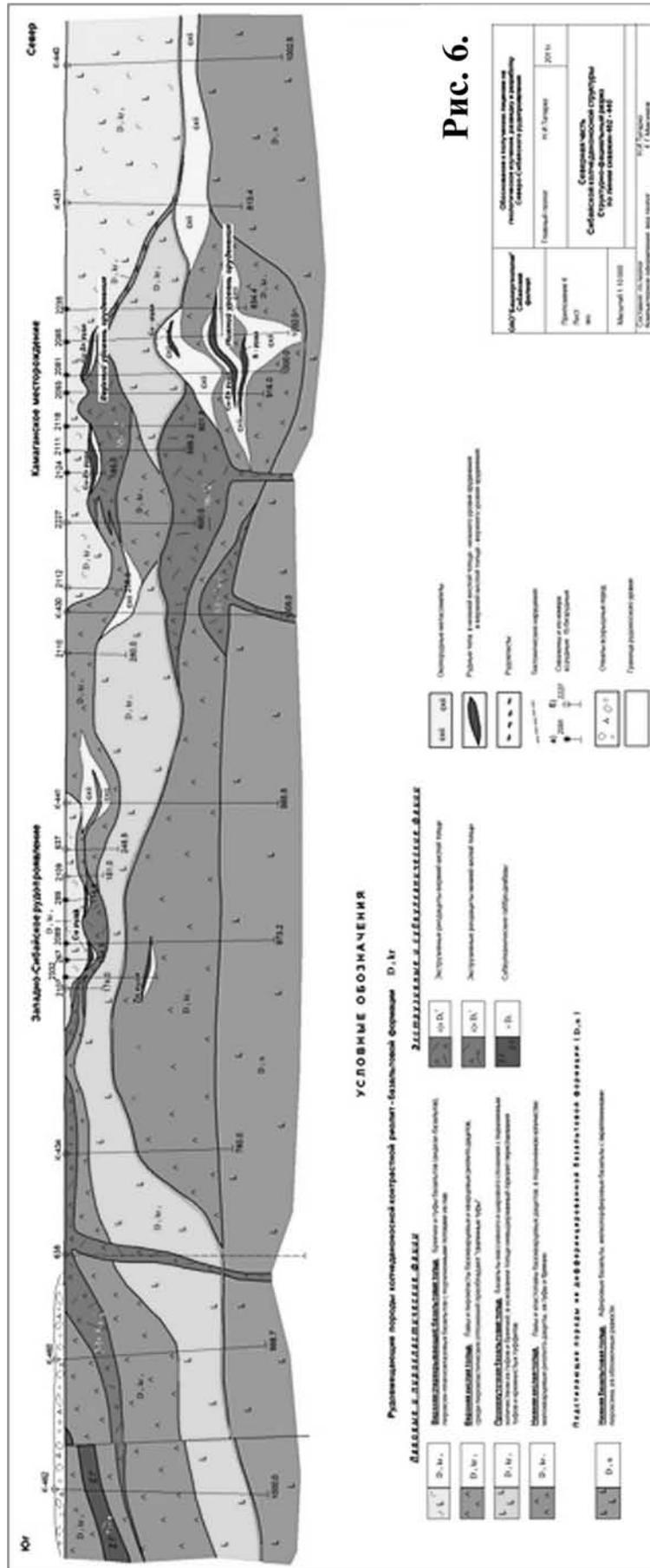
В разрезе оруденение размещается в пределах кислых отложений (красный цвет) риолит-базальтовой формации на двух уровнях: нижнем — с кислыми отложениями 1-й толщи и верхнем — с кислыми отложениями 3-й толщи. Эти отложения образуют два поднятия: на севере — Сибайское, на юге — Ракай-Ряшское, которые вскрываются эрозионным срезом (т. е. выведены на поверхность) и состоят из локальных рудовмещающих вулканических структур.

В пределах Сибайского поднятия локализуются все известные месторождения и залежи: Старый Сибай, Новый Сибай, Нижняя залежь, Северный Сибай и Камаганское.



Рис. 4.





В пределах Ракай-Ряшского поднятия известен ряд рудопроявлений (Ракай, Ряш), а также маломощных подсечений (до 5–6 м) с промышленными содержаниями руд.

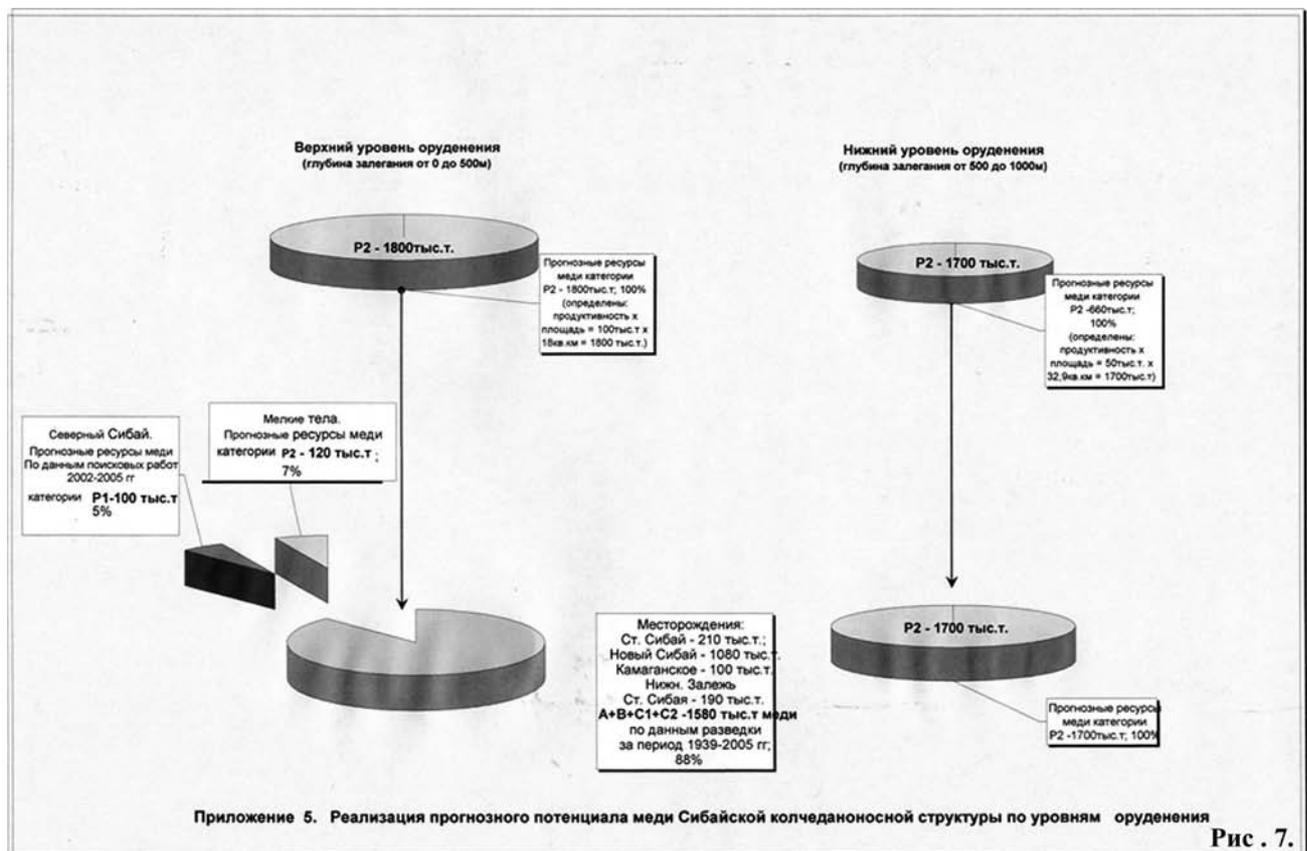
Особенностью нижнего уровня оруденения (рис. 6) является то, что оно формируется в рудоносных структурах, погребенных под отложениями (рудоносными структурами) верхнего уровня оруденения, поэтому является в значительной мере менее изученным, здесь рудные промышленные подсечения с мощностями 5 м и более и с содержаниями меди 1,5–2%, цинка 3–4% вскрыты на глубинах, как правило, от 500 до 1000 м, в то время как руды верхнего уровня залегают в интервале глубин 0–500 м.

#### Какой же рудный потенциал Сибайской рудоносной структуры?

Его можно подсчитать, опираясь на результаты ранее выполненных работ (рис. 7).

- Разведанные запасы меди за период 1939–2005 гг. составили 1580 тыс. т. В настоящее время большая их часть отработана.
- В 2002–2005 гг. здесь выполнялись поисковые работы (см. п. 1), по результатам которых на участке «Северный Сибай» были подсчитаны прогнозные ресурсы меди по категории  $P_1$  в количестве 100 тыс. т.
- Учитывая, что по результатам отработки запасы, как правило, увеличиваются на 5–10%, в среднем на 7%, это составляет 120 тыс. т меди. Следовательно, установленное количество меди в пределах Сибайской структуры составляет порядка 1800 тыс. т. Локализация ресурсов в рудные залежи происходит в пределах верхнего уровня оруденения, в интервале глубин 0–500 м. Изученность верхнего уровня достаточно высокая, чтобы можно было открыть дополнительные запасы к тем, что имеется.

Но учитывая, что подобные рудовмещающие структуры развиты в пределах нижнего уровня оруденения, можно оценивать их прогнозный потенциал, как близкий к установленным запасам верхнего уровня, то есть те же 1800 тыс. т меди. Ресурсы можно подсчитать с использованием удельной продуктивности и площади развития рудоносных отложений нижнего уровня:  $50 \text{ тыс. т/км}^2 \times 34,0 \text{ км}^2 = 1700 \text{ тыс. т меди}$ .



По степени изученности или достоверности можно их оценить как прогнозные ресурсы  $P_2$ . К настоящему времени ресурсов более высоких категорий (то есть  $P_1$ ), а тем более запасов, еще не получено.

Таким образом, объектами поисково-разведочных работ в пределах Сибайской рудоносной структуры могут быть: Северо-Сибайский участок, где имеются ресурсы категории  $P_1$  — 100 тыс. т, и глубокие горизонты Сибайской колчеданоносной структуры с ресурсами категории  $P_2$  — 1700 тыс. т меди.

Где размещены указанные ресурсы (рис. 8)?

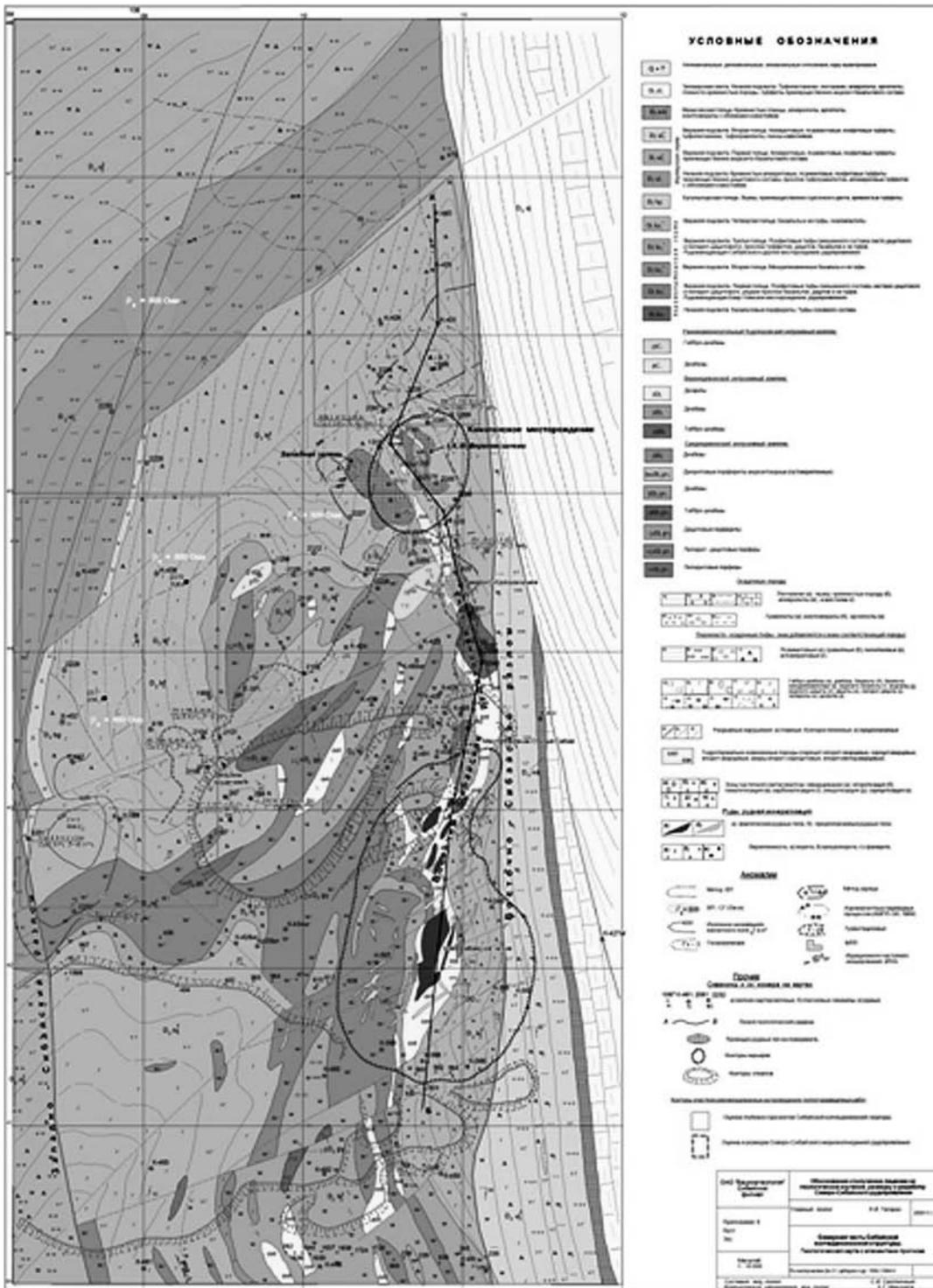


Рис. 8.

- Ресурсы категории  $P_1$  характеризуются достаточно высокой степенью надежности, так как опираются на конкретные подсечения и располагаются в рудоносной зоне между Камаганским месторождением и Нижней залежью Сибайского месторождения на протяжении 1500 м. В пределах зоны уже известны рудные подсечения мощностью 20–30 м.
- Реализация прогнозных ресурсов категории  $P_2$  может быть осуществлена на глубоких горизонтах залежи Новый Сибай Сибайского месторождения, к северу от Камаганского месторождения, в западной части Сибайской структуры, где имеются соответствующие прогнозно-поисковые признаки.

В разрезе видно, что оруденение (рис. 9):

- верхнего уровня залегает на глубинах от 40 до 450 м;
- нижнего уровня — на глубинах от 500 до 1000 м.

В данном случае геологоразведочные работы по переводу прогнозных ресурсов в промышленные запасы соответствующих категорий должны выполняться за счет собственных средств горных предприятий, т.к. ожидаемые запасы находятся в пределах их горных отводов и производственной инфраструктуры. Наиболее оперативно могут быть переведены в запасы ресурсы категории  $P_1$  Северо-Сибайского участка. Данная работа уже начата Сибайским филиалом ОАО «Башкиргеология» по заявке ОАО «Сибайский ГОК».

На разрезе (рис. 10) представлено геологическое обоснование прогнозных ресурсов, опирающееся на конкретные подсечения руд. Здесь наиболее мощное подсечение в 20 м встречено скважиной № 1277.

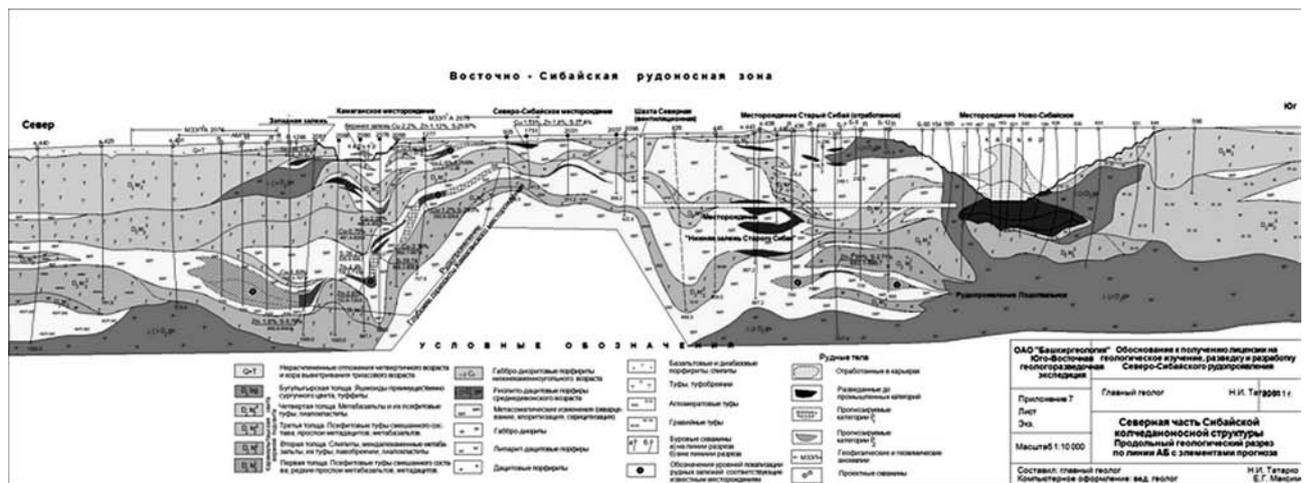


Рис. 9.

На этом разрезе (рис. 11) также приведена проекция контуров прогнозных ресурсов на вертикальную плоскость. Местами плотность буровой сети такова, что позволяет провести их геометризацию и выполнить подсчет запасов по категории  $C_2$ . При этом часть ресурсов попадает в контур горного отвода Камаганского месторождения. На разрезе приведена примерная схема их отработки со сбойкой с шахтным стволом шахты «Северная-Вентиляционная».

Рассмотрим проекцию контуров прогнозных ресурсов категории  $P_1$  на горизонтальную плоскость (рис. 12). Как видно, часть ресурсов располагается в пределах горного отвода. Это блок, в пределах которого плотность скважин обеспечивает геометризацию и подсчет по категории  $C_2$ , то есть можно выполнить доразведку Камаганского месторождения с получением запасов категории  $C_1$ , на остальной же части необходимо выполнить оценку и разведку.

Исходя из указанных предпосылок, специалистами Сибайского филиала ОАО «Башкиргеология» и ООО «УГМК-Холдинг» предложена **позитивность** проведения геологоразведочных работ:

- на 1-ом этапе — разведочные работы в пределах горного отвода Камаганского месторождения;
- на 2-ом этапе — получение лицензии на право пользования недрами, а затем проведение поисково-оценочных работ и разведки Северо-Сибайского рудопроявления;



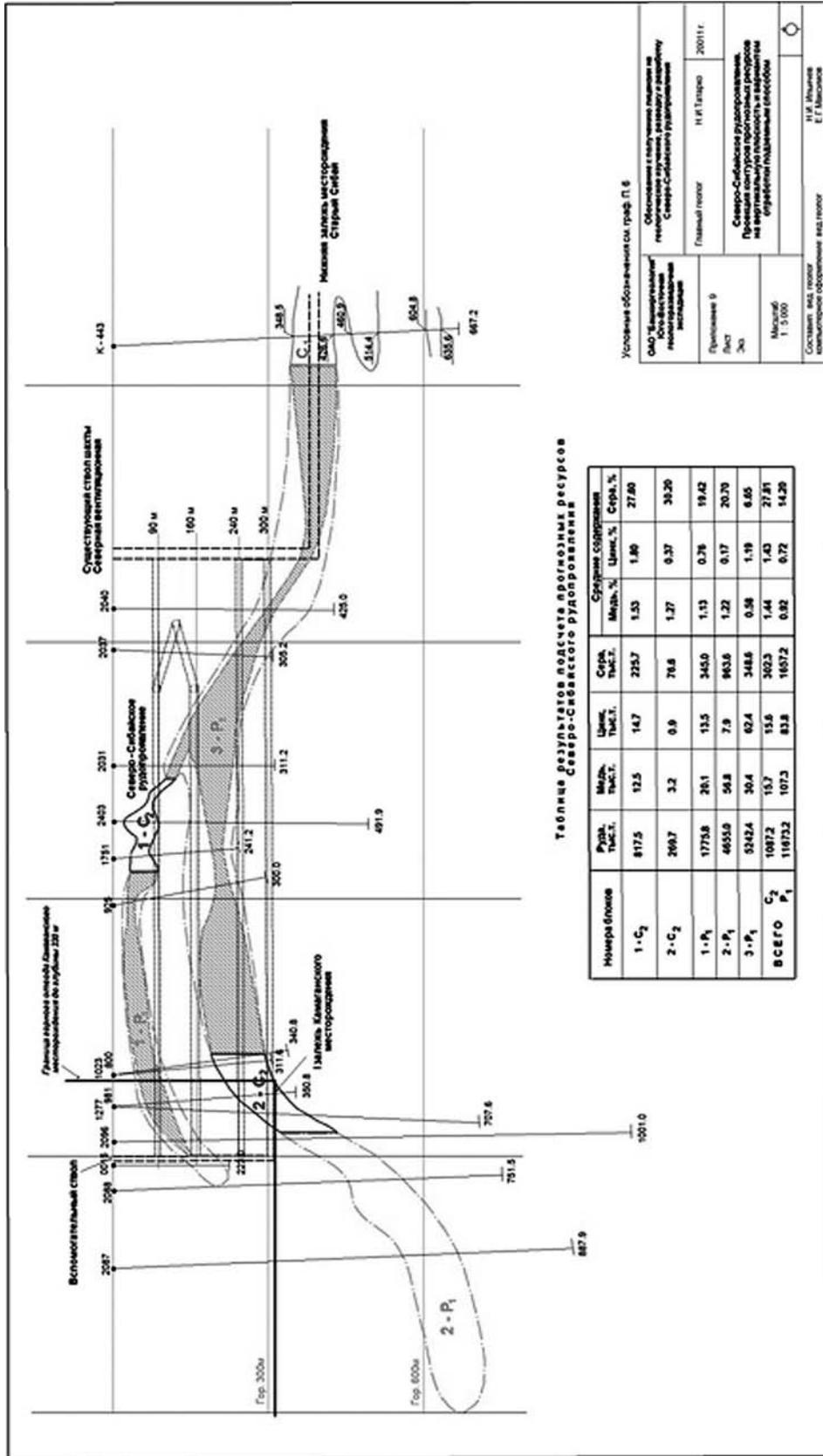


Рис. 11.

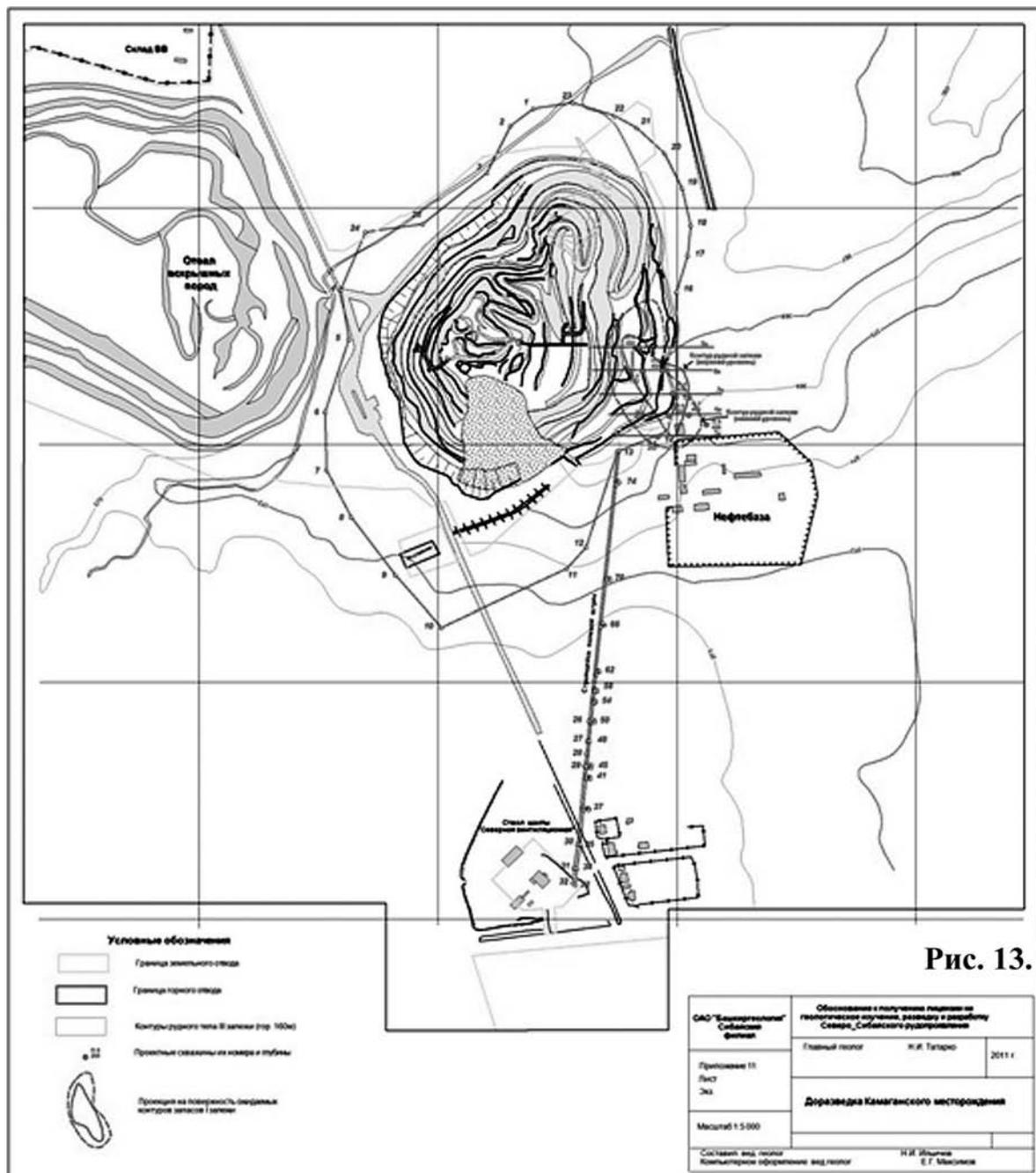


- на 3-ем этапе — получение лицензии на право пользования недрами и проведение поисков, оценки, разведки и добычи медно-цинковоколчеданных руд на глубоких горизонтах Сибайской колчеданоносной структуры.

В настоящее время по заявке ОАО «Сибайский ГОК» реализуются 1-й и 2-ой этапы геолого-разведочных работ (рис. 13):

- проводится доразведка Камаганского месторождения в пределах горного отвода с получением запасов категории  $C_1$ .
- сделана заявка в Башнедра для включения в проект Перечня участков недр, предоставляемых в пользование на 2012–2013 гг., объекта «Геологическое изучение, разведка и добыча медно-колчеданных руд залежи (рудопоявления) «Северный Сибай» Сибайского месторождения».

Для того, чтобы разработать разведочную сеть для категории  $C_1$ , по результатам ранее выполненных работ геометризовано вскрытое оруденение и подсчитаны запасы категории  $C_2$ , на основе чего было выполнено сгущение для категории  $C_1$ .



На геологических разрезах (рис. 14) оруденение располагается на двух интервалах глубин 47–130 м и 293–330 м.

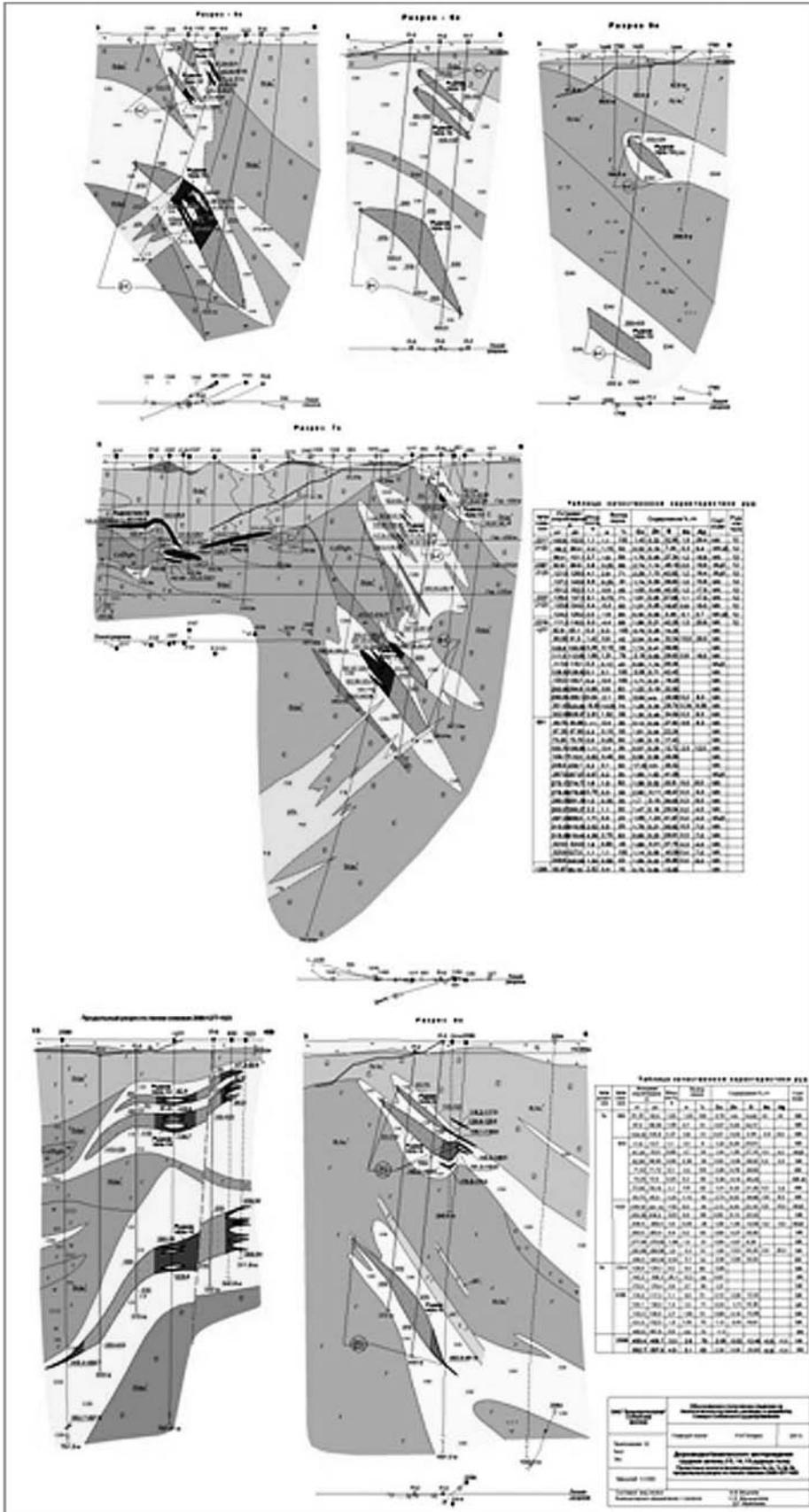


Рис. 14.

## Обоснование постановки новых объектов геологоразведочных работ

В пределах западного крыла Магнитогорского мегасинклинория при дальнейшем проведении поисково-оценочных работ могут быть открыты новые медно-цинковоколчеданные месторождения. В условиях Ирендыкского антиклинория ожидается открытие скрытых, а Кизило-Уртазымского синклинория — перекрытых месторождений.

По вышеизложенным результатам ранее проведенных работ, в 2012 г. по окончании конкурсного размещения госзаказа планируется начать геологоразведочные работы по госзаказу Башнедра за счет средств федерального бюджета по объекту «*Ревизионно-поисковые работы по выявлению площадей, перспективных на скрытые и перекрытые медно-цинковоколчеданные месторождения в пределах Западно-Магнитогорской структурно-формационной зоны (Республика Башкортостан)*». Целью работ является выделение структур и участков, перспективных на выявление скрытых и перекрытых медно-цинковоколчеданных месторождений, локализация и оценка прогнозных ресурсов по категории  $P_2$ : меди — 1000 тыс. т, цинка — 2000 тыс. т (до глубины 500–700 м), подготовка рекомендаций по направлениям ГРП и участков недр для лицензирования. Начальная сметная стоимость работ составляет 200 млн. руб. Срок проведения работ — 2 кв. 2012 г. — 4 кв. 2014 г.

## О ПЕРСПЕКТИВАХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПРИРОДНЫХ ЦЕОЛИТОВ ЗАУРАЛЬЯ БАШКОРТОСТАНА ДЛЯ РЕШЕНИЯ ПРОБЛЕМ ПРОМЫШЛЕННОЙ ЭКОЛОГИИ, СТРОИТЕЛЬСТВА, ЖКХ И ПОТРЕБНОСТЕЙ СЕЛЬСКОГО ХОЗЯЙСТВА

*Р.А. Хамитов<sup>1</sup>, А.М. Корнилов<sup>2</sup>, Г.Ш. Жданов<sup>2</sup>*

*<sup>1</sup> Управление по недропользованию по Республике Башкортостан, г. Уфа*

*<sup>2</sup> ОАО «ДИОР», г. Уфа*

Богаты и разнообразны недра Республики Башкортостан в целом и отдельных ее регионов, в частности. Только на территории Баймакского района, расположенного в юго-восточной части республики, выявлены и оценены десятки месторождений и проявлений меди, цинка, коренного и россыпного золота, серебра и сопутствующих им компонентов, разработкой которых занимались и занимаются многие предприятия цветной металлургии и золотодобывающих компаний. Известно, что административный центр района г. Баймак, являющийся колыбелью медеплавильного производства на Южном Урале, исторически сформировался именно на базе становления и развития горнорудного производства на Башкирском Зауралье. С давних пор ученые России проявляли большой интерес к Башкирскому Зауралью, в частности, к территории нынешнего Баймакского района. Разносторонние научные исследования природы и природных богатств, хозяйства и населения этого региона были проведены П.И. Рычковым, И.И. Лепехиным, Р.Г. Игнатьевым, С.Г. Рыбаковым, А.Н. Заварицким, А.Е. Ферсманом.

С 1948–1950 гг. в районе функционирует крупнейшее в стране горнообогатительное предприятие — ОАО «Сибайский ГОК» (ранее Башкирский медно-серный комбинат), занимающееся разработкой Сибайского медноколчеданного месторождения. В настоящее время силами ООО «Баймакская горная компания», ООО «Семеновский рудник», ООО «Екатеринбургская промышленная группа», ОАО «Хайбуллинская горная компания» и ООО «Недра» продолжают работы по восстановлению былой мощи района по разработке месторождений коренного золота. Благодаря усилиям геологоразведчиков республики и частных недропользователей ведутся работы по наращиванию запасов и ресурсов этих и других видов полезных ископаемых, призванных улучшить экономический потенциал Башкирского Зауралья и благосостояние его жителей.

В настоящее время, наряду с традиционными полезными ископаемыми, выработанными и еще не выработанными, такими как золоторудные, медноколчеданные, марганцевые руды, облицовочные, декоративные и строительные камни, яшма, кварц, бариты, пиррофиллиты и другие, заслуживают внимания *цеолиты* Баймакского района, являющиеся востребованным сырьем для обеспечения экологической безопасности и охраны окружающей среды в районах с существенной техногенной нагрузкой. Примечательно, что в природном залегании цеолиты региона располагаются выше рудных залежей и естественным ковром перекрывают золотосульфидные и медноколчеданные месторождения, экранируя поверхностные слои земли от вредных воздействий сульфидов.

Как известно, цеолиты обладают комплексом полезных свойств — адсорбционных, катионообменных, молекулярно-ситовых, каталитических — и широко применяются во всем мире в промышленности, сельском хозяйстве, строительстве, деле охраны окружающей среды и других сферах производства. В сферу конкретного применения цеолитов входят очистка сточных и питьевых вод, осушка и очистка газов, промежуточных и конечных продуктов органического синтеза в системах катализа, сорбция токсичных веществ в жидких и газовых средах, сорбция радионуклидов, добавки при производстве цемента, бумаги, компоненты удобрительных смесей, дезодорация животноводческих помещений и, наконец, минеральные добавки в корм скоту и птицам. Широко используются цеолиты в нефтедобывающей и нефтехимической отраслях производства и в других технологиях.

Как минеральный вид цеолиты известны давно (более 200 лет), однако длительное время они рассматривались как редкие минералы, не образующие промышленных скоплений и не имеющие практического применения. В настоящее время мировые запасы цеолитового сырья оцениваются в несколько десятков миллиардов тонн, а годовое потребление достигло 1–3 млн. т [1].

Выделяются два ведущих геолого-промышленных типа месторождений цеолитов: *туфогенно-осадочный диагенетический и гидротермально-метасоматический*. Месторождения обоих типов связаны с вулканогенными и вулканогенно-осадочными формациями палеозойского (каменноугольного, пермского), мезозойского и кайнозойского возрастов. Месторождения первого типа составляют свыше 70% от ресурсов и образовались в результате цеолитизации пепловых туфов и тефроидов при диагенезе и дальнейшем низкотемпературном зеленокаменном метаморфизме цеолит-кварцевой субфации. Средние содержания цеолитов в них (клиноптилолита, морденита и филлипсита) составляют 60–70%.

Месторождения второго типа сформировались в зоне околорудной пропилитизации субвулканитов под воздействием низкотемпературных гидротерм. Содержания цеолитов в них составляют 60%, а ресурсы значительно уступают ресурсам первого типа. Цеолиты Башкирского Зауралья относятся к первому геолого-промышленному типу, т. е. к типу площадного распространения.

По данным отраслевого ФГУП «ЦНИИГеолнеруд» (г. Казань), в пределах СНГ известны более 30 регионов распространения цеолитосодержащих пород, в большинстве своем расположенных по периферии или за пределами Российской Федерации, в зонах развития молодых вулканических областей. Из них наибольший интерес представляют месторождения Ай-даг, Ноемберян и Дзегви в Закавказье, Сокирница — в Закарпатье, Лютогское — на Сахалине, Чугуевское — на Дальнем Востоке, Хонгуруу — в Якутии, Пегасское — в Кузбассе, Шивертуйское и Холинское — в Забайкалье. При всех положительных качествах месторождений дальневосточных регионов России (высокое содержание цеолитов в горной массе — до 70–80%, присутствие качественно-привлекательных их разновидностей — клиноптилолитов и морденитов) отрицательным фактором их промышленного освоения является значительная удаленность от потенциальных потребителей Европейской части России.

Для Республики Башкортостан цеолиты — это новый вид минерального сырья. Несмотря на полувековую давность первоначального выявления цеолитов в зонах околорудного метасоматоза медноколчеданных месторождений, исследование этой проблемы в республике до сих пор не получило должного развития. Причиной этого явилось, по-видимому, не только несовершенство диагностики цеолитов, но и утвердившееся в литературе мнение об их приуроченности к отложениям молодых вулканических областей мезо-кайнозойского возраста и об их отсутствии в отложениях палеозоя. А между тем завоз цеолитового сырья в республику из дальних регионов страны

для потребностей нефтедобычи и нефтехимии продолжается. Более того, в г. Ишимбае Республики Башкортостан построен и запущен завод для производства искусственных цеолитов.

В Республике Башкортостан природные цеолитсодержащие породы выявлены в районе г. Сибай, в туфопесчаниках улутауской свиты, где они образуют протяженные зоны шириной до 100 м и длиной до 1000 м и более. В пределах этих зон выделены два перспективных участка: первый — Сибайский и второй — Абдрахманово-Карышкинский. Из них первое проявление находится во вскрышных породах Сибайского карьера, в туфопесчаниках улутауской свиты, а второе проявление также приурочено к отложениям улутауской свиты чуть восточнее — между вышеназванными поселениями. Прогнозные ресурсы Сибайского проявления в пределах экономически приемлемой глубины (50 м) и ограниченной площади составляют 5 млн. т цеолитсодержащего сырья, а Абдрахманово-Карышкинского — 1 млн. т. Общие прогнозные ресурсы цеолитов всей Сибайско-Карышкинской полосы составляют **30–50 млн. т.**

По результатам тематических исследований, проведенных по заказу Госкомгеологии Республики Башкортостан в 1992–1995 гг., установлено, что цеолиты Сибайского района представлены ломонтитом ( $\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} + 4\text{H}_2\text{O}$ , моноклинный). Его содержание в породе составляет 25–40%, а при обогащении механо-активационным способом может достичь 80%. Однако ломонтит не самый лучший представитель семейства цеолитов (по термоустойчивости, кислотостойкости), хотя по некоторым параметрам (например, по кинетическому диаметру каналов) близкий к филлипситу (который, как известно, входит в разряд цеолитов, имеющих практическое значение — это клиноптилолит, морденит, шабазит, филлипсит и др.).

Катионообменные свойства цеолитов Сибайского проявления невысокие и составляют всего 0,3 мг-экв/г, в то время как клиноптилолитсодержащие породы из забайкальских и дальневосточных регионов РФ характеризуются обменной емкостью 0,8–1,2 мг-экв/г. Однако ломонтитсодержащие породы Сибайского проявления в Республике Башкортостан характеризуются высокими значениями полной статической обменной емкости ионов меди, железа, и особенно цинка. По меди этот показатель в несколько раз, а то и на порядок выше, чем у цеолитовых пород других месторождений. Отмечается более высокое, чем в других случаях, значение насыпной ( $1,3\text{--}1,4\text{ г/см}^3$ ) и объемной масс ( $2,0\text{--}2,4\text{ г/см}^3$ ), плотности ( $2,3\text{--}3,3\text{ г/см}^3$ ) и общей пористости (20–32%, в среднем — 28%). Динамическая влагоемкость составляет 0,8–2,1%. Эти параметры повышают перспективность Сибайских цеолитов для использования их при очистке сточных вод промышленных предприятий. Приведенные данные позволяют рекомендовать Сибайский цеолит для предварительной осушки нефтяных газов и воздуха на компрессорных установках, на газоперерабатывающих заводах и промыслах, для предварительной очистки дымовых газов ТЭЦ от оксидов серы, для очистки сточных и шахтных вод от металлов, в первую очередь — от железа, меди, цинка. Большое практическое значение они имеют для животноводства и растениеводства.

Хотя работы здесь начаты, но пока не завершены и не доведены до логического конца. В Сибайском карьере залежь цеолита практически не оценена путем массового опробования в ее обнажающейся части и бурения скважин. Физико-химические и другие характеристики минерала изучены недостаточно, выполнены только лабораторные анализы в небольшом объеме. Крупных полужаводских испытаний не было. Цеолит не добывается, за исключением использования его в небольшом количестве в качестве добавок к комбикормам и удобрениям (получен хороший эффект при кормлении поросят и санитарной очистке животноводческих помещений). Предпринимались попытки организовать производство на базе добычи цеолитов (фирма «Цеолит» на базе Сибайского проявления, г. Сибай; ООО «Птилолит» на базе Тузбековского проявления, г. Баймак), а на Мелеузовском химзаводе был разработан новый вид удобрения — «Цеофос», получаемый путем смешивания цеолита с фосфоритовой мукой, успешно прошедший полевые испытания.

Приведенные данные о Сибайских цеолитах являются весьма предварительными, характеризующими цеолитизацию лишь отдельно локализованных участков. На самом деле, по материалам геологосъемочных работ установлено, что цеолитовая минерализация вулканогенно-осадочных толщ улутауской свиты присуща для всей полосы ее распространения по всему Башкирскому Зауралью.

Из всего вышеизложенного можно сделать вывод, что использование цеолитов как минерального сырья в промышленности и сельском хозяйстве сдерживается из-за удаленности выявленных

и разведанных месторождений от объектов потребления, хотя запасы и ресурсы цеолитсодержащих горных пород достаточно весомые. Суммарные запасы и ресурсы наиболее первоочередных для освоения клиноптилолитовых и морденит-клиноптилолитовых месторождений, по данным ФГУП «ЦНИИГеолнеруд», составляют **2719,9 млн. т.** При этом добыча цеолитов в России находится на уровне 12–15 тыс. т в год [1].

Расположены эти месторождения далеко от реальных и потенциальных потребителей центральных регионов страны, и география распределения цеолитовых руд в целом по стране нуждается в корректировке. Для этого требуется вовлечение ломонтитсодержащих пород (руд), выявленных в Республике Башкортостан в вулканогенно-осадочных толщах улутауской свиты девона, в сферу дальнейших геологоразведочных работ. Пока они изучены слабо, особенно в части минерального состава и технологической пригодности их применения. Пока проведены небольшие испытания в составе тематических работ и сельскохозяйственные эксперименты по цеолитам Сибай-Карыш-кинского района, при этом получены положительные результаты потенциальной их пригодности для потребностей промышленного и сельскохозяйственного производства, экологии, ЖКХ и строительства.

Следует учесть, что процесс извлечения (и попутного обогащения) цеолитов из материнских пород осуществляется по безотходной технологии, путем дробления и отсеивания из горной массы зерен фракции 0–10 мм, а отходы щебня при этом являются прекрасным строительным сырьем для дорожного строительства и других потребностей строительной индустрии.

В республике возможно эффективное решение экологических проблем предприятий нефтехимии гг. Уфы, Стерлитамака, Салавата и Мелеуза и горнодобывающих и обогатительных комбинатов, расположенных в гг. Учалы, Сибай и пос. Бурибай путем использования близлежащих источников местного сырья (в том числе цеолитов). Ранее вопросы изучения и применения цеолитов Башкирского Зауралья неоднократно обсуждались на заседаниях Правительства Республики Башкортостан. Они получали регулярно общественный резонанс в материалах местной печати, в печатных выступлениях ученых ВУЗов и НИИ, аграриев и медицинских работников республики на конференциях и совещаниях Уральского региона. Сегодня активно прорабатываются вопросы использования природных цеолитов Баймакского района в лаборатории экологии и рационального использования природных ресурсов Сибайского филиала Академии наук РБ и на кафедре ботаники Сибайского филиала Башкирского государственного аграрного университета [2]. Однако отсутствие подготовленных для лицензирования участков недр и объектов с научно-обоснованной оценкой их геологического строения, качественного и количественного состава, а также технологических свойств сдерживает процесс вовлечения местных цеолитов в решение хозяйственных и экологических проблем региона.

В настоящее время Управление по недропользованию по Республике Башкортостан при поддержке Правительства Республики Башкортостан ведет работу по организации дальнейшего геологического изучения цеолитсодержащих пород в Башкирском Зауралье с привлечением широкого круга ученых и специалистов. С этой целью в Федеральное агентство по недропользованию представлены обосновывающие материалы по постановке в 2013–2015 гг. объекта «Поиски и оценка цеолитов в вулканогенно-осадочных толщах Башкирского Зауралья для потребностей экологии, строительства, ЖКХ и агропромышленного комплекса», предлагаемого к финансированию за счет средств федерального бюджета. В результате проводимых геологоразведочных работ предполагается локализация прогнозных ресурсов по кат.  $P_1$  — 50 млн. т, оценка запасов по кат.  $C_2$  — 25 млн. т.

### Литература:

1. Михайлов А.С., Дистанов У.Г. Минеральное сырье. Цеолиты: Справочник. — М.: Геоинформмарк, 1999. — 29 с.
2. Мухаметдинова А.Г. Эффективность природных цеолитов в экологически ориентированном земледелии степного Зауралья Башкортостан: Дис. ... канд. биол. наук. — Уфа, 2009. — 223 с.

## **О НЕОБХОДИМОСТИ ПРОВЕДЕНИЯ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ (РЕВИЗИОННО-ПОИСКОВЫХ) РАБОТ ПО ВЫЯВЛЕНИЮ ПЛОЩАДЕЙ, ПЕРСПЕКТИВНЫХ НА МЕДНОКОЛЧЕДАННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В УЧАЛИНСКОМ (РЕСПУБЛИКА БАШКОРТОСТАН) И ВЕРХНЕУРАЛЬСКОМ (ЧЕЛЯБИНСКАЯ ОБЛ.) РУДНЫХ РАЙОНАХ**

*А.В. Чадченко<sup>1</sup>, В.К. Семендяев<sup>1</sup>, В.А. Крылатов<sup>1</sup>, Е.А. Мустакимова<sup>1</sup>,  
И.Б. Галиуллин<sup>1</sup>, П.И. Пирожок<sup>2</sup>, И.Б. Мусеев<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> Учалинский филиал ОАО «Башкиргеология», г. Учалы, *uchgeo1@yandex.ru*

<sup>2</sup> ОАО «Учалинский ГОК», г. Учалы

### **Актуальность постановки работ**

Актуальность постановки ревизионно-поисковых работ в Учалинском и Верхнеуральском рудных районах вызвана острой необходимостью обобщения, систематизации, комплексной переинтерпретации проведенных поисковых и оценочных работ с критическим анализом полученных результатов и с целью перспективной оценки изучаемой площади на колчеданное оруденение.

Поисковые работы на медноколчеданные руды, проводимые на этой площади в последние 20–25 лет за счет средств федерального и регионального бюджетов, а также средств недропользователя (ОАО «Учалинский ГОК»), не привели к открытию новых месторождений. Тем не менее были уточнены геологическое строение и вещественный состав перекрывающих и рудовмещающих вулканитов, выявлены новые перспективные участки на медноколчеданное оруденение, в первую очередь на их глубоких горизонтах (>500–1000 м) [1].

Низкая эффективность поисковых работ за прошедший период времени была обусловлена тем, что не проводились детальные исследования металлогении Учалинского рудного района, которые включали бы: а) обобщение геологических, геофизических и геохимических материалов по колчеданосным (известным и потенциальным) зонам; б) палеовулканические реконструкции исследуемой территории; в) составление прогнозной карты Учалинского рудного района с целью перспективного планирования поисковых и оценочных работ.

Предварительный анализ результатов ранее проведенных геологоразведочных работ показывает, что фонд площадей с перспективами обнаружения близповерхностных (до 300–500 м) медноколчеданных объектов в Учалинском рудном районе практически исчерпан. Но в то же время сохраняются перспективы их открытия на глубоких горизонтах (>500–1000 м) путем прослеживания и оценки колчеданосности выявленных уровней рудолокализации.

Следует отметить, что градообразующее горнодобывающее предприятие ОАО «Учалинский ГОК» в будущем планирует увеличение добычных работ, в первую очередь за счет освоения глубокозалегающего Ново-Учалинского месторождения (>600–1200 м), и поэтому выявление новых рудных объектов, в том числе на больших глубинах, будет способствовать восполнению выбывающих мощностей по добыче руды предприятия и дальнейшему развитию его рудной базы [4].

Таким образом, актуальность постановки работ заключается в перспективной оценке изучаемой площади, выявлении прогнозных ресурсов медноколчеданных руд по категории  $P_2$  и разработке «Программы дальнейшего проведения поисковых и оценочных работ в Учалинском и Верхнеуральском рудных районах».

### **Об уровнях медноколчеданного оруденения и потенциально-перспективных площадях в Учалинско-Верхнеуральской структурно-формационной зоне**

Учалинско-Верхнеуральская структурно-формационная зона, расположенная в области северного замыкания Магнитогорского мегасинклинория, является крупнейшей колчеданосной структурой Южного Урала. Учалинский и Верхнеуральский рудные районы, которые находятся

в пределах этой зоны, сложены преимущественно вулканогенными породами карамалыташской ( $D_{2ef}$ ) и улутауской ( $D_{2ef}-\dot{z}v - D_{3fr}$ ) свит и вмещают Учалинское, Ново-Учалинское, Узельгинское, им. XIX партсъезда, Молодежное, Талганское, Чебачье, Новое, Озерное и Западно-Озерное колчеданные месторождения Уральского типа. Различия в геологическом строении районов связаны с особенностями их глубинной структуры и более интенсивной деформированностью северного из них — Учалинского района [3].

Рудовмещающими являются риолит-базальтовая (карамалыташская  $kr$ ) и отчасти базальт-андезит-риолитовая (улутауская  $ul$ ) формации, в которых оруденение локализовано на 3-х стратиграфических уровнях: нижнем ( $kr_2$ ) — Учалинское и Ново-Учалинское месторождения, среднем ( $kr_4$ ) — большинство месторождений Узельгинского рудного поля и верхнем (контакт  $kr$  и  $ul$  и низы  $ul$ ) — месторождения Западно-Озерное и им. XIX партсъезда.

Все месторождения приурочены к кислым вулканическим постройкам, в пределах которых оруденение контролируется элементами их строения: синвулканическими разломами, кальдерными и межвулканическими депрессиями, экструзивными телами, горизонтами вулканогенно-осадочных пород.

Отчетливо выделяются два главных и менее четко выраженный третий стратиграфические уровни локализации колчеданных руд.

Нижний уровень располагается в верхах нижней кислой толщи карамалыташской свиты ( $kr_2$ ), к нему приурочены рудные залежи Учалинского и Ново-Учалинского месторождений. Перспективы обнаружения новых рудных тел на этом стратиграфическом уровне очень высоки, т. к. на большой территории он перекрыт более молодыми отложениями и не разбурен на необходимую глубину (рис.).

Средний рудоносный уровень охватывает всю мощность верхней кислой толщи карамалыташской свиты ( $kr_4$ ), его широко представляют многочисленные рудные тела месторождений Узельгинского рудного поля. Рудные залежи на каждом из месторождений, в соответствии со спецификой строения рудовмещающих кислых вулканических построек и рудоконтролирующих разломов, располагаются то на нескольких горизонтах внутри кислой толщи и в ее кровле (месторождения Узельгинское и им. XIX партсъезда), то внутри кислых вулкаников (Озерное, Чебачье месторождения), то в кровле кислой толщи, на контакте с улутаускими отложениями (Талганское, отчасти Западно-Озерное месторождения), то, наконец, тяготеют к низам толщи кислых вулкаников (Молодежное месторождение) [2].

Верхний рудоносный уровень располагается среди пород улутауской свиты, где залегают рудные тела Западно-Озерного и небольшие верхние рудные линзы месторождения им. XIX партсъезда.

Кроме того, в восточной части Учалинского рудного района прослеживается обширная площадь ( $15 \times 40$  км) развития вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород контрастной риолит-базальтовой формации карамалыташской свиты ( $kr_3$ ,  $kr_4$ ), участками перекрытой вулканогенно-осадочными и осадочными отложениями улутауской свиты. В пределах этой области известно более 10 рудопроявлений меди и цинка, наиболее крупным из которых является Таш-Ярское месторождение цинковистых вкрапленных колчеданных руд. Оруденение локализовано в верхней толще карамалыташской свиты ( $kr_4$ ) и по геологической позиции сопоставимо со средним (основным) уровнем колчеданного оруденения для месторождений Узельгинского рудного поля. Сходная геологическая позиция оруденения характерна и для остальных рудопроявлений этой площади, большинство из которых не изучено буровыми работами.

Прогнозируемое колчеданное оруденение к северу от Учалинского месторождения (Восточно-Ургунская площадь) и к югу от Ново-Учалинского месторождения (глубокие горизонты Зириклинской площади) относится к учалинскому рудоносному уровню.

Прогнозируемое колчеданное оруденение на флангах Озерного и Западно-Озерного месторождений, а также на Аслаевской площади принадлежит к среднему (основному) уровню для месторождений Узельгинского рудного поля.

Таким образом, по результатам ранее проведенных геологоразведочных и тематических работ, согласно представленной концепции, можно выделить следующие потенциально-перспективные площади: Аслаевская, Северо-Озерная, Южно-Учалинская, Северо-Учалинская и Первомайская (см. рис.).

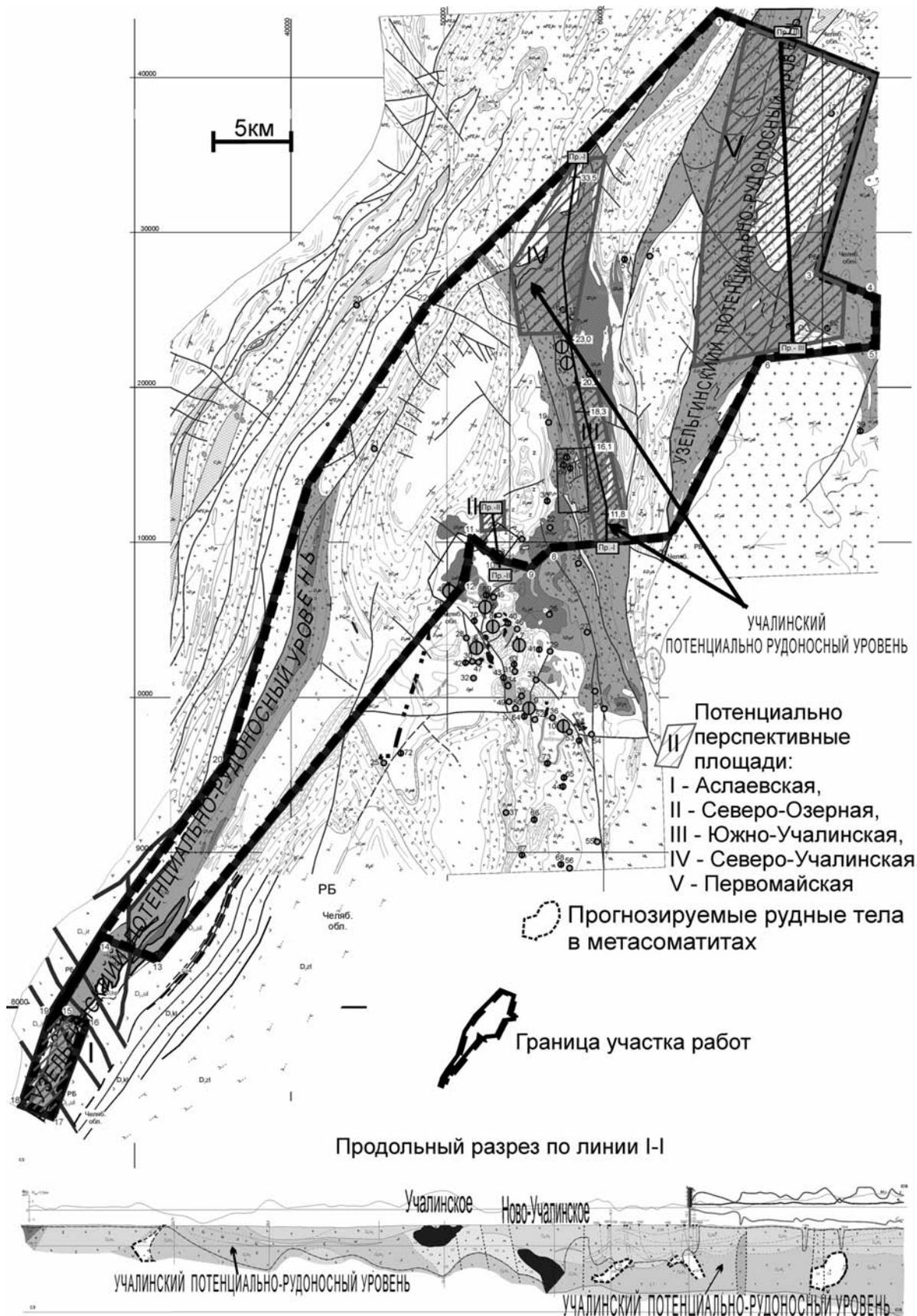


Рис. Геологическая карта и разрез Учалинского рудного района. Составлены по материалам Учалинского филиала ОАО «Башкиргеология» (ранее УКГРП, СВГРЭ)

### Методика работ

При выборе методики ревизионно-поисковых работ по выявлению медноколчеданных месторождений в Учалинском и Верхнеуральском рудных районах учитывалась неравномерность изученности северной части Магнитогорской мегазоны (Учалинско-Верхнеуральской структурно-формационной зоны). Там, где имеются известные месторождения и рудоносные комплексы приближены к поверхности, изученность достаточно высокая, на погруженных участках — слабая или недостаточная.

На **первом этапе** работ, после составления и утверждения проектно-сметной документации, будет проведена комплексная переинтерпретация всей имеющейся геологической, геофизической и геохимической информации. Для использования компьютерных технологий при обработке материалов прошлых лет и проведения их переинтерпретации на всю проектную площадь будут созданы электронные базы гравитационного, магнитного и электрического полей. По опорным профилям будет выполнена передокументация ранее пробуренных скважин. Это позволит уточнить строение ранее известных рудовмещающих структур, выполнить прогноз участков и структур, перспективных на выявление скрытых и перекрытых медно-цинковоколчеданных месторождений. В результате будет составлен макет структурно-формационной карты прогноза площади работ масштаба 1:50 000 – 1:100 000. На выделенных перспективных участках будут пробурены поисково-структурные скважины.

На **втором этапе** будут продолжены работы по переинтерпретации всей имеющейся геологической, геофизической и геохимической информации с учетом новых данных по буровым работам. Будет уточнен макет структурно-формационной карты прогноза площади работ с участками, перспективными по комплексу признаков на выявление медно-цинковоколчеданных объектов, в том числе в скрытом и перекрытом залегании. На основе имеющихся материалов планируется создать геолого-поисковую модель медно-цинковоколчеданного месторождения, адаптированную к площади проведения работ. На перспективных участках будет осуществлено поисковое и поисково-структурное бурение. Бурение будет проводиться в комплексе с литогеохимическим и керновым опробованием, изучением около- и межскважинного пространства скважинными геофизическими методами (КС, ПС, ГК, МЭП, МЗЭП). По результатам геофизических работ (методом МЗЭП) будет уточнено положение отдельных последующих скважин.

На **третьем этапе** планируется завершить поисковые работы на перспективных участках (потенциальных месторождениях), выделенных по результатам работ предыдущих этапов. По результатам работ будет выполнено обоснование прогнозных ресурсов по категории  $P_2$  и проведена их геолого-экономическая оценка по укрупненным показателям.

На основе полученных материалов будет составлена программа геологоразведочных работ на медноколчеданные руды в пределах Учалинского и Верхнеуральского рудных районов на перспективу, подготовлены материалы для включения перспективных объектов в Перечень участков недр, предлагаемых горнодобывающим компаниям для предоставления в пользование.

#### Литература:

1. Галиуллин Б.Г., Гаврилов В.А. Перспективы медно-колчеданного и золотополиметаллического оруденения Учалинской площади // Минерально-сырьевая база Республики Башкортостан: реальность и перспективы. — Уфа: Тау, 2002. — С. 608–618.
2. Пирожок П.И., Серавкин И.Б., Чадченко А.В. Геолого-экономическая и горнотехническая характеристика эксплуатируемых месторождений // Учалинский горно-обогатительный комбинат на рубеже XXI века. — Уфа: Полиграфкомбинат, 1999. — С. 30–108.
3. Серавкин И.Б., Пирожок П.И. Геологическое строение Учалинского и Верхнеуральского рудных районов // Минеральные ресурсы Учалинского горно-обогатительного комбината. — Уфа: Башк. кн. изд-во, 1994. — С. 62–96.
4. Чадченко А.В., Пирожок П.И., Олин Э.О. Минерально-сырьевая база Учалинского ГОКа // Горный журнал — 2004. — № 6. — С. 16–19.

## ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ РЕСПУБЛИКИ БАШКОРТОСТАН

*И.В. Голованова, Р.Ю. Сальманова*  
*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа*

Распределение температур на различных уровнях и стратиграфических горизонтах в осадочном чехле платформенной части территории Республики Башкортостан может быть полезно для оценки перспектив нефтегазоносности региона и для выявления зависимости размещения нефтегазоносных залежей и условий их разработки от температурного режима [6, 7].

На протяжении многих лет измерения температуры в скважинах на изучаемой территории проводились трестом «Башнефтегеофизика». Помогая решать геолого-производственные задачи, эти термограммы, к сожалению, не всегда пригодны для анализа геотермического режима. В предыдущих работах некоторые специально отобранные производственные термограммы использовались при оценке плотности теплового потока [1, 5]. Имеющиеся производственные термометрические материалы проанализированы заново и ранее отобранные данные существенно дополнены новыми. Методика отбора термограмм обсуждалась в предыдущих работах [1, 5].

Глубины, до которых выполнены измерения температуры в скважинах, составляют в основном от 1 до 3 км. В нескольких параметрических скважинах глубина измерения температуры достигает 5–5,5 км. Таким образом, прямые данные о температурном режиме глубоких горизонтов практически отсутствуют. Эти сведения можно получить только путем численных оценок.

Для расчета глубинных температур необходимо иметь сведения о глубинном строении изучаемого региона и о теплофизических свойствах отдельных слоев разреза. Данные о глубинном строении были приняты по результатам комплексных геофизических работ, проводившихся ОАО «Башнефтегеофизика» по региональным профилям с целью изучения структурно-тектонических особенностей строения рифейско-вендских и палеозойских отложений до глубины 12–15 км. Теплопроводность выделяющихся по геолого-геофизическим данным отдельных горизонтов рифейско-вендских отложений и кристаллического фундамента охарактеризована по данным наших измерений на образцах из глубоких параметрических скважин [1].

Обычно оценка глубинных температур в районах со стационарным тепловым полем проводится по известной плотности теплового потока и теплопроводности отдельных слоев земной коры [4] и, на первый взгляд, не представляет трудностей. Однако, даже если пренебречь вкладом радиоактивных источников тепла для самой верхней части коры, оценка теплопроводности отдельных горизонтов остается сложной задачей и вносит свою долю неопределенности в результат. Кроме того, есть еще одно обстоятельство, которое может существенно повлиять на результаты расчета температур глубоких горизонтов. Это влияние прошлых изменений климата на результаты определения плотности теплового потока. Показано [2], что на территории Башкирского Предуралья поправки в измеренную плотность теплового потока на влияние палеоклимата могут составлять 20–40% в зависимости от глубины скважины. Этот факт необходимо учитывать при оценке температур глубоких горизонтов, не вскрытых бурением.

В предположении о плоскопараллельном залегании слоев и вертикальности скважины температуру  $T(x)$  на некоторой глубине  $x$  можно представить в виде суммы [3, 4]:

$$T(x) = T_0 + q \sum_i \frac{\Delta x_i}{\lambda_i} + \Theta(x), \quad (1)$$

где  $T_0$  — температура поверхности Земли,  $q$  — плотность глубинного теплового потока,  $\Delta x_i$  — мощность  $i$ -го слоя с теплопроводностью  $\lambda_i$ ,  $\Theta(x)$  — температурная аномалия на глубине  $x$ , вызванная прошлыми изменениями климата.

Тогда, если  $T_1$  — температура, измеренная в скважине на некоторой глубине  $x_1$ , то температуры ниже лежащих слоев можно рассчитать следующим образом:

$$T(x) = T_1 + q \sum_i \frac{\Delta x_i}{\lambda_i} + \Theta(x) - \Theta(x_1). \quad (2)$$

Искажения  $\Theta(x)$  для отдельных зон изучаемого региона рассчитаны на основе модели прошлых изменений климата, предложенной в работе [2].

Оценки показывают, что влияние двух последних членов в правой части уравнения (2) практически несущественно. Основной вклад в разницу между температурами на некоторой глубине, определенными с использованием измеренных и исправленных на влияние палеоклимата значений теплового потока, вносит плотность теплового потока  $q$ , принятая при расчетах.

Проверка предложенного метода расчета глубинных температур выполнена по данным из глубокой параметрической скважины Леузинская-1, расположенной в башкирской части Юрюзано-Сылвенской впадины Предуральяского прогиба (рис.). Использована термограмма, записанная до глубины 4512 м. Перед измерением температуры скважина находилась в консервации больше месяца, после окончания бурения прошло больше 3 месяцев.

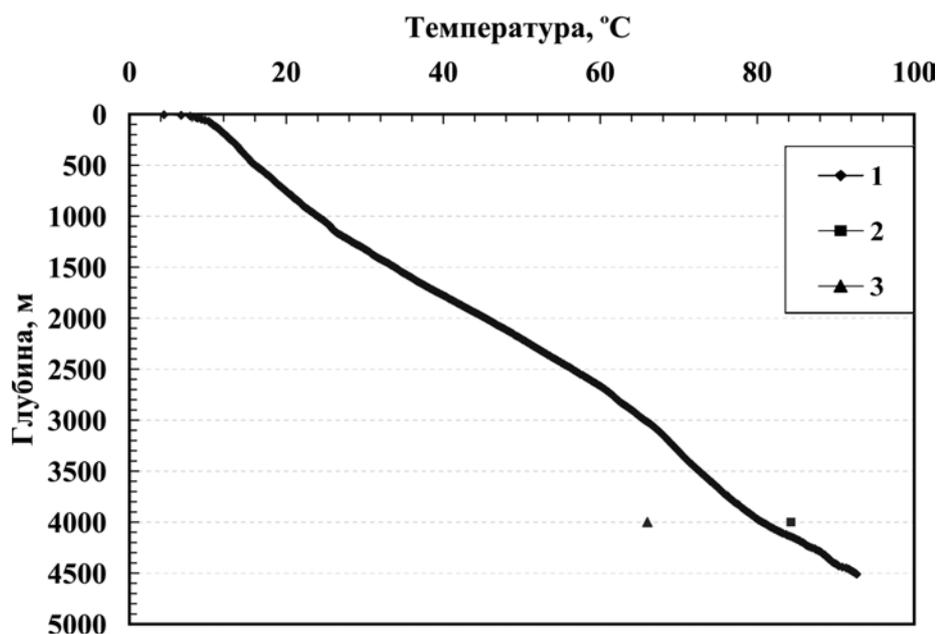


Рис. Проверка предложенного метода расчета глубинных температур

**Условные обозначения:** 1 — термограмма по скважине Леузинская-1; 2 — температура на глубине 4000 м, рассчитанная по исправленному на влияние палеоклимата значению плотности теплового потока (50 мВт/м<sup>2</sup>); 3 — температура на глубине 4000 м, рассчитанная по значению плотности теплового потока в интервале 470–1160 м (35 мВт/м<sup>2</sup>), полученного без учета влияния палеоклимата

Сначала оценивалась плотность теплового потока в верхней части скважины на интервале 470–1160 м. Классическим методом, без учета влияния палеоклимата, получено значение 35 мВт/м<sup>2</sup>. Исправленное на влияние палеоклимата значение плотности теплового потока составляет 50 мВт/м<sup>2</sup>. Затем с использованием полученных оценок теплового потока рассчитывалась температура на глубине 4000 м и сравнивалась с измеренной температурой. Результаты, приведенные

на рисунке, наглядно иллюстрируют справедливость предлагаемого метода расчета глубинных температур.

Оценки показывают, что при характерных для платформенной части Республики Башкортостан значениях плотности измеренного и исправленного на влияние палеоклимата теплового потока  $35 \text{ мВт/м}^2$  и  $45 \text{ мВт/м}^2$  разница в вычисленных температурах на глубине 5 км составляет порядка  $20^\circ\text{C}$ , а на глубине 10 км уже порядка  $40^\circ\text{C}$ . При этом температуры, вычисленные с использованием исправленной на влияние палеоклимата плотности теплового потока, лучше согласуются с результатами измерений в глубоких скважинах.

Таким образом, при оценке температур глубоких горизонтов, не вскрытых бурением, в качестве верхней границы расчетной области можно принять максимальную глубину, на которой надежно измерена температура в скважине. Предлагается при оценке температур глубоких горизонтов, не вскрытых бурением, использовать не измеренные классическим способом значения плотности теплового потока, а значения, исправленные на влияние палеоклимата.

С использованием предложенной методики построены карты распределения температур в западной части Республики Башкортостан на отметках  $-5000 \text{ м}$  и  $-10000 \text{ м}$ .

Температурное поле изучаемого региона неоднородно, и неоднородность возрастает с увеличением глубины. Температура меняется от  $66^\circ\text{C}$  до  $134^\circ\text{C}$  на отметке  $-5000 \text{ м}$  и от  $117^\circ\text{C}$  до  $227^\circ\text{C}$  на отметке  $-10000 \text{ м}$ . На обеих картах повышенными значениями температур выделяются южный купол Татарского свода и Мраковская впадина. Пониженные значения температур отмечаются на северо-востоке территории в Юрюзано-Айской впадине, в северо-западной части и в районе Бирской седловины. Тепловое поле в определенных зонах сильно дифференцировано. Так как распределение плотности теплового потока на изучаемой территории относительно однородно, неоднородности температурного поля могут объясняться распределением пород с различными теплофизическими и емкостными свойствами, т. е. литолого-фациальной характеристикой разреза. Возможно влияние движения подземных вод по проницаемым зонам, хотя этот вопрос требует дополнительного изучения.

В работах Н.Н. Христофоровой с коллегами [6, 7] при анализе температурного поля соседней Республики Татарстан отмечается, что наблюдаемые перепады в температуре в значительной степени определяют пути миграции нефти и газа и тесно связаны с процессами формирования залежей углеводородов и, соответственно, их распределением по площади региона.

Карты изотерм глубоких горизонтов построены для Республики Башкортостан впервые. Рекомендуются использовать их при проведении поисково-разведочных работ на нефть и газ в глубинных горизонтах осадочной толщи.

#### Литература:

1. Голованова И.В. Тепловое поле Южного Урала. — М.: Наука, 2005. — 189 с.
2. Голованова И.В., Пучков В.Н., Сальманова Р.Ю., Демежко Д.Ю. Новый вариант карты теплового потока Урала, построенный с учетом влияния палеоклимата // Докл. РАН. — 2008. — Т. 422, № 3. — С. 394–397.
3. Демежко Д.Ю. Геотермический метод реконструкции палеоклимата (на примере Урала). — Екатеринбург: УрО РАН, 2001. — 144 с.
4. Любимова Е.А. Термика Земли и Луны. — М.: Наука, 1968. — 279 с.
5. Сальников В.Е. Геотермический режим Южного Урала. — М.: Наука, 1984. — 88 с.
6. Христофорова Н.Н., Христофоров А.В., Бергеманн М.А. Анализ геотермических карт и перспективы нефтегазоносности глубинных отложений (на примере Республики Татарстан) // Георесурсы. — 2008. — № 3 (26). — С. 10–12.
7. Христофорова Н.Н., Непримеров Н.Н., Христофоров А.В. и др. Тепловой режим и оценка перспектив нефтегазоносности Приволжского региона // Георесурсы. — 2004. — № 1 (15). — С. 24–27.

## О ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ПЕРЕМАГНИЧИВАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД ДЛЯ РЕШЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

*И.В. Голованова<sup>1</sup>, К.Н. Данукалов<sup>1</sup>, Н.М. Федорова<sup>2</sup>, Н.М. Левашова<sup>2</sup>, Н.Б. Кузнецов<sup>2</sup>,  
А.Ф. Кадыров<sup>1</sup>, М.М. Хидиятов<sup>1</sup>, Р.Ю. Сальманова<sup>1</sup>, М.Л. Баженов<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> *Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа*

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

При изучении палеомагнетизма вендских комплексов в западной части Южного Урала с целью получить вендские палеомагнитные полюса Восточно-Европейской платформы (Балтики) возникает вопрос: можно ли экстраполировать данные по западной части Урала на всю Восточно-Европейскую платформу? Надежно установлено, что верхнерифейские и вендские комплексы западной половины Урала прослеживаются на платформе [2, 4] и, следовательно, эта часть Уральского складчатого пояса является деформированной окраиной платформы. Следовательно, сколь-либо значительных перемещений Башкирского мегантиклинория относительно платформы не было. С другой стороны, известно, что основные деформации в западной части Южного Урала происходили в пермское время [3], и значит, здесь возможны локальные вращения отдельных структур этого возраста. Для учета вращений нужно изучить палеозойские (девонские, каменноугольные и раннепермские) породы, согласно или почти согласно перекрывающие вендские толщи, и определить величины поворотов путем сравнения палеозойских палеомагнитных результатов с соответствующими участками кривой кажущейся миграции палеомагнитного полюса Восточно-Европейской платформы. В итоге вендские данные после учета поворотов можно будет использовать для определения палеомагнитных полюсов всей платформы.

Известно, что связанная с перемагничиванием компонента остаточной намагниченности с умеренно крутым отрицательным наклоном и юго-западным склонением, широко распространенная на Урале в палеозойских и докембрийских породах, хорошо согласуется с пермским направлением для Балтики [1, 5, 6]. Однако немногочисленные опубликованные данные получены на слишком большой территории, охватывающей почти весь Урал. Поэтому желателен более концентрированный взгляд на его самую западную часть. Нами было проведено исследование, направленное на выделение такой компоненты остаточной намагниченности, и в данной работе представлены его предварительные результаты.

Ключевым фактом для нашего исследования является то, что к западу от Зильмердакского надвига не существует углового несогласия между частями разреза от вендских до среднепермских, а все складки и разломы здесь имеют среднепермский возраст [3]. Поэтому вероятно, что вращения, если они происходили, имеют такой же возраст. Действительно, вряд ли вращения, которые могли здесь происходить, не оставили структурных изменений. Поэтому мы отобрали образцы различных палеозойских пород, в основном карбонатных, из ряда обнажений на западе Башкирского антиклинория. Как правило, из моноклинального разреза отбиралось от 10 до 20 ориентированных образцов. Кроме того, аналогичная компонента намагниченности, направленная вверх и на юго-запад, была выделена в нескольких пилотных коллекциях верхнерифейских пород, которые мы отбирали во время наших исследований, и эти данные также были включены в наш анализ.

Коллекции изучались в палеомагнитных лабораториях ИГ УНЦ РАН в Уфе и ГИН РАН в Москве. По одному образцу из всех шtuффов были подвергнуты ступенчатому (до 20 шагов) температурному размагничиванию вплоть до 700 °С. Размагничивание проводилось в экранированных печах с остаточным полем около 10 нТ. Намагниченность измерялась на спин-магнитометрах JR-4 и JR-6.

При нагреве от 200 °С до 250 °С в палеозойских карбонатах разрушается нестабильная компонента намагниченности. Направления этой намагниченности хаотичны. Вероятнее всего она является суммой вязкой и так называемой лабораторной намагниченностей. Более чем в половине образцов при нагреве выше 250 °С другие компоненты не выделяются.

Отчетливо выражена компонента, которая выделена в палеозойских образцах при нагреве от 200 °С до 450 °С или 500 °С достаточно хорошо сгруппирована во многих сайтах (таб.).

Таблица  
**Направления позднепалеозойского перемещения в палеозойских и верхнерифейских породах**

Объект	Возраст	Координаты		АП	УП	n	ССК				ДСК				DF	Примечание
		с.ш.	в.д.				D	I	k	α95	D	I	k	α95		
AM	D	54,6	57,3	95,3	30,8	13/6	197,6	-63,1	19	15,9	235,9	-45,8	12	20,1	100	Разрез Габдюково
IG	D	53,0	57,0	109,4	33,9	10/6	203,1	-41,5	24	13,9	228,1	-31,5	19	15,6	100	Разрез Иргизлы
KY-1	D	53,7	56,7	287,0	32,1	11/7	249,9	-23,0	37	10,1	233,7	-46,1	35	10,4	44	р. Рязуяк, кыновский горизонт
KY-2*	D	53,7	56,7	94,0	44,0	2/2	234,8	-32,2	-	-	241,6	4,2	-	-	-	р. Рязуяк, кыновский горизонт
MS	S	53,0	56,9	83,3	35,9	12/9	203,7	-69,5	24	10,7	239,7	-40,9	31	9,4	100	д. Максютово
KB-1	O	53,0	57,3	126,1	10,9	18/13	219,8	-42,7	38	6,8	229,6	-41,1	36	7,0	100	д. Киекбаево-1
KB-2	O	53,0	57,3	74,4	25,1	9/5	232,5	-22,5	28	14,6	234,2	1,0	44	11,7	0	д. Киекбаево-2
KA	V	54,9	58,2	281,5	14,6	[20/7]	244,0	-37,5	584	2,5	234,9	-48,4	328	3,3	0	г. Усть-Катав
RU	V	54,0	57,2	100,7	47,4	[12/6]	222,2	-57,5	29	12,7	251,3	-21,3	29	12,7	70	д. Толпарово, урюкская свита
UK	RF <sub>3</sub>	54,3	57,2	292,2	25,4	7/5	249,6	-28,2	20	17,3	234,9	-44,8	16	19,5	42	Укская свита
IZ	RF <sub>3</sub>	54,2	57,6	317,8	50,5	8/6	239,3	-46,2	34	11,6	193,1	-34,4	53	9,3	8	Инзер
BR	RF <sub>3</sub>	54,1	57,1	98,5	50,4	14/14	182,8	-46,2	38	6,6	225,2	-30,9	38	6,5	100	р. Большой Реват
Среднее**						[11]	226,0	-45,6	13	12,9	231,0	-36,0	20	10,6		Среднее
60%**						[11]	230,0	-40,7	29	8,7						60%

**Примечания:** \* — не учитывалось при вычислении общего среднего; \*\* — общие средние направления вычислены по средним по сайтам, пересчитанным на общую точку 54° с.ш., 57° в.д.; 60% — общее среднее при 60% пропорциональном распрямлении; АП — азимут падения; УП — угол падения; ДСК — число образцов: изучено/использовано; ССК, ДСК — современная и древняя системы координат соответственно; D — склонение; I — наклонение; k — кучность; α95 — радиус круга доверия; DF — степень распрямления, при которой достигается наилучшая группировка векторов.

Эта обратная компонента часто составляет более 90% общей интенсивности остаточной намагниченности; после ее удаления более высокотемпературная компонента уже не может быть выделена.

В образцах пород верхневендской зиганской свиты компонента намагниченности, направленная вверх и на юго-запад, не проявляется. Напротив, такая компонента намагниченности была выделена в нескольких пилотных коллекциях других вендских и верхнерифейских пород в западной части Южного Урала, и в карбонатных, и в терригенных. Наиболее вероятно, что эта компонента также соответствует позднепалеозойскому перемагничиванию [1, 6], поэтому палеозойские и верхнепротерозойские данные могут быть объединены.

Средние по сайтам направления перемагничивания лучше сгруппированы в стратиграфических координатах. При постепенном выпрямлении складок наилучшее группирование данных достигается при 60% распрямлении, хотя разница между максимальным и скорректированным значениями параметров концентрации не является значимой. Предварительно мы делаем вывод, что в целом обратная остаточная намагниченность палеозойских и верхнерифейских пород может рассматриваться как синскладчатая, однако это заключение все же нуждается в дополнительном подтверждении. Этот недостаток, однако, в значительной степени компенсируется тем простым фактом, что среднее направление перемагничивания приблизительно одно и то же во всех точках отбора, то есть поворотов отдельных блоков по отношению друг к другу не было.

Для того чтобы оценить возможные повороты отдельных блоков на изучаемой территории по отношению к платформе, мы сравнили среднее направление перемагничивания по всем сайтам (см. табл.) с известными направлениями, пересчитанными из кривой кажущейся миграции палеомагнитного полюса для Балтики для общей точки 54° с. ш., 57° в. д. и обнаружили их очень хорошее соответствие для интервала времени от 300 до 270 млн. лет назад. Так как основные деформации в изучаемой нами самой западной части Южного Урала происходили в кунгурское время [3], то наблюдаемое соответствие свидетельствует против относительного вращения между этой частью Южного Урала и платформой. Таким образом, и геологические и палеомагнитные данные по изученной западной части Южного Урала могут быть использованы для уточнения палеогеографии Балтики в венде.

*Это исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 11-05-00037 и 11-05-00137) и Программы № 10 ОНЗ РАН*

#### Литература:

1. Данукалов Н.Ф., Комиссарова Р.А., Михайлов П.Н. Палеомагнетизм // Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагнетизм / Под ред. Б.М. Келлера. – М.: Наука, 1982. – С. 121–162.
2. Козлов В.И. Верхний рифей и венд Южного Урала. – М.: Наука, 1982. – 128 с.
3. Пучков В.Н. Уралиды и Тиманиды, их структурные связи и место в геологической истории Урало-Монгольского складчатого пояса // Геология и геофизика. – 2003. – № 1–2. – С. 28–39.
4. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / Под ред. Б.М. Келлера. – М.: Наука, 1983. – 183 с.
5. Храмов А.Н., Шолпо Л.Е. Палеомагнетизм. – Л.: Недра, 1967. – 252 с.
6. Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнетизм палеозоя. – Л.: Недра, 1974. – 236 с.

## ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ЗИГАНСКОЙ СВИТЫ БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ

*К.Н. Данукалов<sup>1</sup>, И.В. Голованова<sup>1</sup>, Н.М. Левашова<sup>2</sup>, Н.М. Федорова<sup>2</sup>, Дж. Меерт<sup>3</sup>,  
Н.Б. Кузнецов<sup>2</sup>, А.Ф. Кадыров<sup>1</sup>, М.М. Хидиятов<sup>1</sup>, Р.Ю. Сальманова<sup>1</sup>, М.Л. Баженков<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> *Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа*

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

<sup>3</sup> *Университет Флориды, г. Гейнсвилл, США*

Палеомагнитные исследования верхневендских осадочных пород западного склона Южного Урала актуальны как сами по себе, так и для изучения палеогеографии Балтики, потому что известные палеомагнитные данные для венда [2, 4, 6–11] по этой плите весьма противоречивы.

Зиганская свита, самое верхнее подразделение венда на Южном Урале, имеет мощность до 450 м и сложена преимущественно полимиктовыми песчаниками и алевролитами с прослоями аргиллитов. Возраст ее базируется на находках эдиакарской фауны [1] и на датировках (<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar метод) обломочных полевых шпатов [5] (возраста 530–550 млн. лет), а также цирконов (U/Pb метод) из туфов [3] (548±8 млн. лет).

Нами было отобрано более 500 образцов из 9 разрезов от р. Зиган на юге до г. Усть-Катав на севере. При статистической обработке образцы, отобранные из интервала разреза мощностью не более 20 м, были сгруппированы в отдельные сайты по 7–10 штук. Вся коллекция прошла пошаговую термомагнитную чистку в немагнитных печах TD-48 производства компании «ASC» (ИГ УНЦ РАН) и самодельной терморазмагничивающей установке конструкции ФИ РАН (ГИН РАН). Количество шагов варьировалось от 12 до 20. Магнитные измерения проводились на спиннер-магнитометрах JR-4 и JR-6 и каппа-мосте KLY-2 производства компании «Agico». Результаты чистки представлялись в виде диаграмм Зийдверельда. Последующая обработка производилась при помощи пакета программ Р. Энкина.

В ходе ступенчатого терморазмагничивания было установлено, что в серых и зеленовато-серых образцах не удается выделить ни одной статистически значимой высокотемпературной компоненты намагниченности. Такие образцы были исключены из дальнейшего анализа. Напротив, в бурых и буровато-серых разностях выделяется четко выраженная, связанная с гематитом, высокотемпературная компонента (ВТК), достаточно хорошо сгруппированная внутри большинства сайтов. Ее средние по сайтам направления сильно рассеяны в современной системе координат, а в древней системе (ДСК) образуют на стереограммах две антиподальные группы с противоположной полярностью. При этом неочевидно, полярность какой из групп, локализованной в юго-восточной части диаграммы (А) или северо-западной (С), является нормальной. Результаты магнитной чистки по 3 разрезам, включающим в себя большую часть «бурых» образцов, приведены в таблице. Тест обращения, как по образцам, так и по 37 сайтам (22С и 15А), положительный. Вычисленный средний палеомагнитный полюс по зиганской свите имеет координаты 16,2°S, 138,4°E (16,2°N, 318,4°E),  $\alpha_{95} = 4,6^\circ$ , что неплохо согласуется с поздневендскими данными по юго-восточному побережью Белого моря [6, 9]. Расстояние в 1600 км между этими объектами является дополнительным доводом в пользу первичности ВТК намагниченности зиганской свиты. Проведенные специальные тесты не выявили эффекта сильного занижения наклона для ВТК намагниченности пород зиганской свиты, а если слабый эффект и присутствует, то он не может существенно повлиять на палеогеографическую интерпретацию полученного результата. Вычисленная по данным наших исследований палеоширота позволяет поместить западный склон Южного Урала в верхневендское время в приэкваториальную область Южного Полушария (вариант А) или в приэкваториальную область Северного Полушария (вариант С). Один из авторов данной работы считает более предпочтительным вариант А, но это скорее предмет для дальнейшего обсуждения, чем окончательный вывод.

*Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 11-05-00037 и 11-05-00137) и Программы № 10 ОНЗ РАН.*

Таблица

## Направления высокотемпературной компоненты пород зиганской свиты

Сайты	Аз.°	Угол°	n	ССК				ДСК			
				D°	I°	k	$\alpha_{95}^\circ$	D°	I°	k	$\alpha_{95}^\circ$
Разрез Z1 (53,97°N, 56,89°E)											
P1167-A	289	24	8/7	107,7	-42,6	34	10,6	108,1	-18,6	28	11,6
P1161-CA	293	22	6/6	279,1	33,3	8	25,7	281,1	12,1	8	24,9
P1155-C	306	20	8/3	290,1	42,6	7	50,8	293,3	23,3	9	43,1
P1155-A	304	23	8/3	106,9	-44,0	12	37,5	110,8	-22,2	10	40,9
P1147-CA	286	18	8/3	255,4	32,5	7	49,2	260,5	17,2	7	50,6
Slump-A			xx	118,6	-65,5	30	5,7	117,9	-41,5	30	5,7
Разрез Z3 (53,56°N, 56,66°E)											
N5093-C	266	25	8/4	287,4	23,7	19	21,9	285,5	0,1	18	22,5
P1209-A	282	29	7/2	89,4	-44,4	-	-	92,7	-15,9	-	-
N5085-CA	278	24	8/4	268,1	40,8	7	39,2	270,3	16,8	7	37
N5077-AC	286	26	8/7	116,7	-47,2	10	20,6	113,6	-21,4	8	22,2
M1695-A	278	26	7/6	125,8	-39,7	29	13	119,8	-15,7	24	14,2
P1195-C	277	25	7/5	308,5	38,1	35	14,1	302,3	15,9	35	14,1
N5069-C	276	28	8/6	301,2	29,7	10	22,2	297,8	4,4	9	23,9
M1688-C	282	29	7/7	284,7	46,3	45	9,1	284	17,8	94	6,2
M1681-C	307	27	7/3	298,0	22,5	16	32,3	298,6	-4,6	13	35,9
M1681-A	283	30	7/3	121,5	-34,5	111	19,5	118,3	-5,4	283	12,2
P1187-CA	280	27	8/8	297,5	42,6	15	14,9	293,3	17,1	14	15,4
M1674-A	291	23	7/6	91,1	-44,3	50	9,5	95,8	-22,3	42	10,5
P1180-C	294	27	7/3	283,7	40,8	240	9,4	285,9	13,9	199	10,3
N5061-C	278	24	8/7	308,6	2,2	4	33,1	310,4	-18,6	5	32,2
Разрез, Z4 (53,57°N, 56,68°E)											
C114-C	292	24	7/3	271,1	48,0	22	27,1	276,7	25,5	25	25,3
C114-A	299	26	7/3	118,0	-39,1	66	15,3	118,2	-12,7	87	13,3
N5241-C	298	21	7/3	243,0	48,8	19	29,5	257,2	34,2	23	26,1
N5241-A	279	21	7/4	100,4	-42,6	11	29	100,1	-21,4	13	26,6
N5257-C	282	23	7/6	281,7	19,8	23	14,5	281,8	-3,6	20	15,6
N5264-C	290	26	7/7	266,2	40,9	74	7,1	271,5	16,8	51	8,5
N5271-C	287	23	8/8	283,2	36,0	27	10,9	283,8	13,3	24	11,6
C121-C	289	23	5/4	292,4	48,8	14	25,8	291,6	25,8	15	24,3
P1330-C	292	21	6/6	272,9	39,6	33	11,9	276,5	19,1	36	11,3
P1323-C	291	23	7/4	260,0	30,4	28	17,7	264,1	10,1	39	15
P1316-C	283	20	7/4	298,0	23,3	18	22,2	296,8	4,0	16	23,6
P1316-A	287	23	7/3	114,4	-47,2	72	14,6	112,5	-24,3	63	15,7
P1309-A	290	24	7/6	103,8	-36,8	9	24,1	105,0	-12,8	8	25,3
M1838-C	288	24	10/4	298,2	54,9	11	29,1	294,7	31,5	13	26,8
M1838-A	287	23	10/4	95,7	-41,4	19	21,6	98,1	-18,6	23	19,6
M1830-A	307	28	8/5	79,1	-37,4	25	16,1	89,0	-17,0	25	16,1
M1821-A	280	29	9/6	136,6	-49,0	16	17,1	125,5	-23,9	14	18,3
All A			(15)	107,9	-44,7	38	6,3	108,2	-19,9	39	6,2
All C			(22)	284,2	36,8	20	7,1	284,9	13,6	20	7,1
All			(37)	285,6	40,1	24	4,9	286,2	16,2	25	4,8
All*			(26)	287,1	39,3	23	6,1	286,9	15,5	25	5,7

**Пояснения:** \* — сайты, включающие в себя более 3 образцов. Разрезы: Z1 — дорога Мендым — Толпарово, Z3 — р. Зиган, Z4 — строящаяся дорога Макарово — Кулгунино. А и С — юго-восточное и северо-западное направление, соответственно; аз. и. угол — средние по сайту элементы залегания; n — количество образцов (сайтов) изученных/использованных при статистической обработке; D — склонение; I — наклонение; k — кучность.  $\alpha_{95}$  — радиус овала доверия.

**Литература:**

1. Беккер Ю.Р. Древнейшая эдиакарская биота Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1992. – № 6. – С. 16–24.
2. Голованова И.В., Данукалов К.Н., Козлов В.И. и др. Палеомагнетизм верхневендской басинской свиты Башкирского мегантиклинория: результаты повторного исследования // Физика Земли. – 2011. – № 7. – С. 67–79.
3. Гражданкин Д.В., Марусин В.В., Меерт Дж. и др. Котлинский региональный ярус на Южном Урале // Докл. РАН. – 2011. – Т. 440. – С. 1222–1226.
4. Elming S.-A., Kravchenko S., Layer P. et al. Palaeomagnetism and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age determinations of the Ediacaran traps from the southwestern margin of the East European Craton, Ukraine: relevance to the Rodinia break-up // J. Geol. Soc. (Lond.). – 2007. – V. 164. – P. 969–982.
5. Glasmacher U.A., Reynolds P., Alekseyev A.A. et al.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  thermochronology west of the Main Uralian fault, southern Urals, Russia // Geol. Rundsch. – 1999. – V. 87. – P. 515–525.
6. Llanos M.P.I., Tait J.A., Popov V., Abalmassova A. Palaeomagnetic data from Ediacaran (Vendian) sediments of the Arkhangelsk region, NW Russia: An alternative apparent polar wander path of Baltica for the Late Proterozoic – Early Palaeozoic // Earth Planet. Sci. Lett. – 2005. – V. 240. – P. 732–747.
7. Meert J.G., Torsvik T.H., Eide E.A., Dahlgren S. Tectonic significance of the Fen Province, S. Norway: constraints from geochronology and paleomagnetism // J. Geol. – 1998. – V. 106. – P. 553–564.
8. Meert J.G., Walderhaug H.J., Torsvik T.H., Hendriks B.W.H. Age and paleomagnetic signature of the Alno carbonatite complex (NE Sweden): Additional controversy for the Neoproterozoic paleoposition of Baltica // Precambrian Res. – 2007. – V. 154. – P. 159–174.
9. Popov V., Iosifidi A., Khramov A. et al. Paleomagnetism of Upper Vendian sediments from the Winter Coast, White Sea region, Russia: Implications for the paleogeography of Baltica during Neoproterozoic times // J. Geophys. Res. – 2002. – V. 107 (B11). – doi 10.1029/2001JB001607.
10. Torsvik T.H., Rehnström E.F. Cambrian palaeomagnetic data from Baltica: implications for true polar wander and Cambrian palaeogeography // J. Geol. Soc. London. – 2001. – V. 158. – P. 321–329.
11. Walderhaug H.J., Torsvik T.H., Halvorsen E. The Egersund dykes (SW Norway): a robust Early Ediacaran (Vendian) palaeomagnetic pole from Baltica // Geophysical Journal International. – 2007. – V. 168. – P. 935–948.

## **О ФУНДАМЕНТАЛЬНОЙ СВЯЗИ НЕЛИНЕЙНОЙ ИНДУКТИВНО ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ С МИНЕРАЛЬНЫМ СОСТАВОМ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ**

*С.И. Евдокимов, И.М. Евдокимов*

*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа; E-mail: mip1972@mail.ru*

Многолетнее изучение магнитных и электрических свойств среды методом индуктивности петли (МИП) в различных геологических условиях привело авторов к убеждению о необходимости изучения влияния индуктивно возбуждаемой вызванной поляризуемости среды на величину вносимой индуктивности петли. Под вызванной поляризуемостью принято понимать явления, связанные с электрохимическими процессами, протекающими в горной породе под воздействием переменного магнитного поля. Поляризуемость среды, если таковая имеет место, также создает вторичные поля, которые вносят свою долю в величину внесенной индуктивности и, тем самым искажая ее, затрудняют интерпретацию. Пытаясь увязать измеряемые величины с электрохимическими процессами, следует учитывать, что все процессы выражаются как объемное или поверхностное распределение зарядов и что скорость изменения поля определяется в значительной степени структурой горной породы и энергией частиц в различных фазах гетерогенной среды, при этом под воздействием поля петли в породе одновременно протекают разнообразные как по природе, так и по масштабу электрохимические нелинейные процессы.

Теоретические работы, описывающие явление вызванной поляризации на переменном токе, рассматривают только линейные процессы, так как они представляют наиболее значимую часть

процессов, которая поддается строгому математическому описанию [1]. Основные положения теории вызванной индуктивной поляризации, измеряемой в методе индуктивности петли, изложены в указанной статье. Приведенные в статье формулы отражают только линейные зависимости величин проводимости, частотной дисперсии от частоты переменного магнитного поля петли. Линейные зависимости характеризуют электронно-проводящие проводники, которые в переменном магнитном поле создают вторичные поля. В методе индуктивности петли измеряемая величина, обусловленная электронной проводимостью, не зависит от величины тока, создающего переменное магнитное поле.  $L = F/I$ , где  $L$  — измеряемая индуктивность,  $F$  — поток магнитной индукции,  $I$  — ток его создающий. Ток может изменяться, а величина отношения сохраняется неизменной до тех пор, пока в поле петли не окажется среда, обладающая ионной проводимостью, которая вызывает нелинейную поляризацию. Нелинейная поляризация потому и получила такое название, что вторичные поля поляризации, созданные первичным полем, зависят от частоты и величины индукции поля нелинейно, так как они создаются потоками ионов различных веществ. Измерение проявлений нелинейной поляризации на участках, имеющих вкрапленники электронно- и ионно-проводящих минералов, позволяет сделать предположение о связи величин нелинейной поляризации не только с характером поляризации — объемной, поверхностной, смешанной, но и с минеральным составом включений, т. к. нелинейная поляризация проявляется на одном и том же участке зачастую по-разному на разных частотах, при разных значениях тока в петле. Полученные первоначальные материалы указывают на глубокую природу данных проявлений, достойных специального изучения для дистанционного геологического прогнозирования состава электронно- и ионно-проводящей среды. Способ измерения и аппаратура, созданные авторами, позволяют изучать данную проблему.

#### Литература:

1. Евдокимов И.М., Селезнева Г.В. Влияние вызванной поляризации на входное сопротивление петли // Ежегодник–93 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа, 1994. — С. 156–160.

## ЗАВИСИМОСТЬ ИЗМЕРЕННОЙ ПЛОТНОСТИ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА ОТ ИССЛЕДОВАННОЙ ГЛУБИНЫ СКВАЖИН И ОЦЕНКА ПОТЕРЬ ГЛУБИННОГО ТЕПЛА

*Р.Ю. Сальманова, И.В. Голованова*  
*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа*

В предыдущих работах [1, 2] обсуждалась проблема учета искажающего влияния палеоклимата на распределение теплового поля в приповерхностных слоях Земли и на измеренные значения плотности теплового потока, актуальная не только для Урала. В данной работе обсуждаются некоторые следствия учета влияния палеоклимата. Рассматривается зависимость плотности теплового потока от исследованной глубины скважин и оцениваются потери глубинного тепла.

Разная глубина определений теплового потока наряду с вероятными различиями климатической истории затрудняет палеоклиматическую корректировку и приводит к ошибкам в определении глубинного теплового потока. Анализ данных показывает, что измеренный тепловой поток возрастает с глубиной. Эта проблема довольно широко обсуждалась в литературе, авторы приходили к выводу о том, что тепловой поток, определенный по скважинам глубиной менее 2 км, недооценен и необходимо вводить палеоклиматические поправки. Например, в работе [5] приводится краткий обзор литературы и линейная зависимость между измеренным тепловым потоком в Европе и исследованной глубиной скважин по данным разных авторов. Также отмечалось, что на Южном

Урале и прилегающих территориях более глубокие скважины выделяются на карте повышенными значениями теплового потока [1].

На рис. 1 представлены опубликованные данные [1] по измеренным классическим способом значениям плотности теплового потока на Урале и прилегающих территориях в зависимости от глубины скважин. Рисунок четко иллюстрирует обсуждавшуюся выше зависимость между измеренным тепловым потоком и исследованной глубиной скважин. Введение палеоклиматических поправок в измеренный тепловой поток [2] практически убирает зависимость теплового потока от глубины (рис. 2). Этот факт может служить подтверждением правильности предложенной модели прошлых изменений климата на Урале и использованного способа введения палеоклиматических поправок.

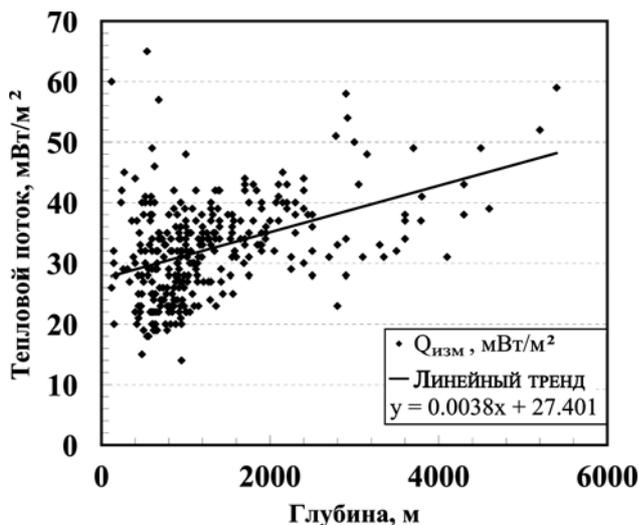


Рис. 1. Зависимость измеренной классическим методом плотности теплового потока ( $Q_{изм}$ ) на Урале и прилегающих территориях [1] от изученной глубины скважин

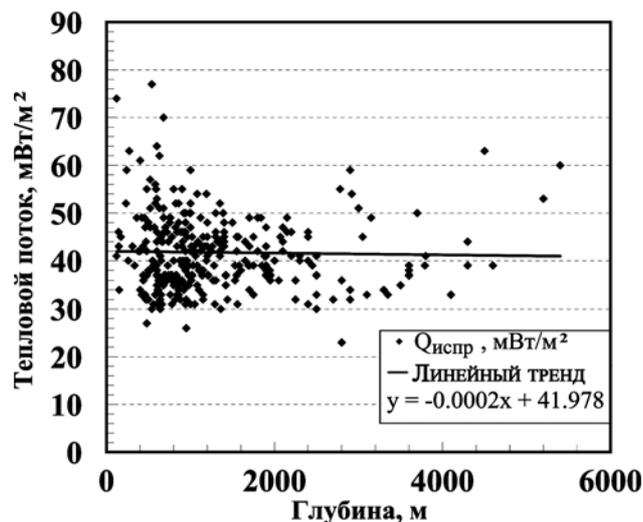


Рис. 2. Зависимость исправленной на влияние палеоклимата плотности теплового потока ( $Q_{испр}$ ) [2] от изученной глубины скважин

Без анализа теплового поля Земли невозможно построить ни одну реалистическую геодинамическую концепцию. Определения плотности кондуктивного теплового потока служат базой для решения вопроса о природе теплового потока. Полученные средние оценки теплового потока используются для оценки планетарных кондуктивных теплотерь и геоэнергетического баланса.

Используя карты измеренного и исправленного теплового потока Урала [2], мы оценили среднюю плотность теплового потока для различных тектонических зон и суммарные теплотери на площади 1 228 125 км<sup>2</sup>. Область, для которой проводилась оценка глубинных теплотерь, показана на рис. 3. В первую зону вошли данные по восточной окраине Восточно-Европейской платформы, Предуральскому краевому прогибу, Западно-Уральской внешней зоне складчатости и Центрально-Уральскому поднятию. Во вторую — по западной части Тагило-Магнитогорской зоны. В третью зону включены данные по центральной и восточной частям Тагило-Магнитогорской зоны, Восточно-Уральскому поднятию, Восточно-Уральскому прогибу и Зауральскому поднятию. В предыдущих работах [2] было показано, что палеоклиматические поправки по отдельным скважинам могут достигать 50% от измеренных классическим способом значений плотности теплового потока. Из таблицы видно, что и при осреднении по достаточно большим зонам разница между измеренными и исправленными значениями достаточно велика. Меньше всего, около 18%, эта разница для первой зоны, где глубина скважин составляет 1300–3000 м, а несколько скважин имеют глубину около 5000 м. Глубина скважин, по которым проводилось определение теплового потока в Тагило-Магнитогорской зоне и в восточной части изучаемой территории, за редким исключением не превышает 1 км. На этих глубинах искажения, вызванные влиянием палеоклимата, наиболее значительны. Поправки на влияние палеоклимата во второй и третьей зонах составляют в среднем около 35% и 37% соответственно.

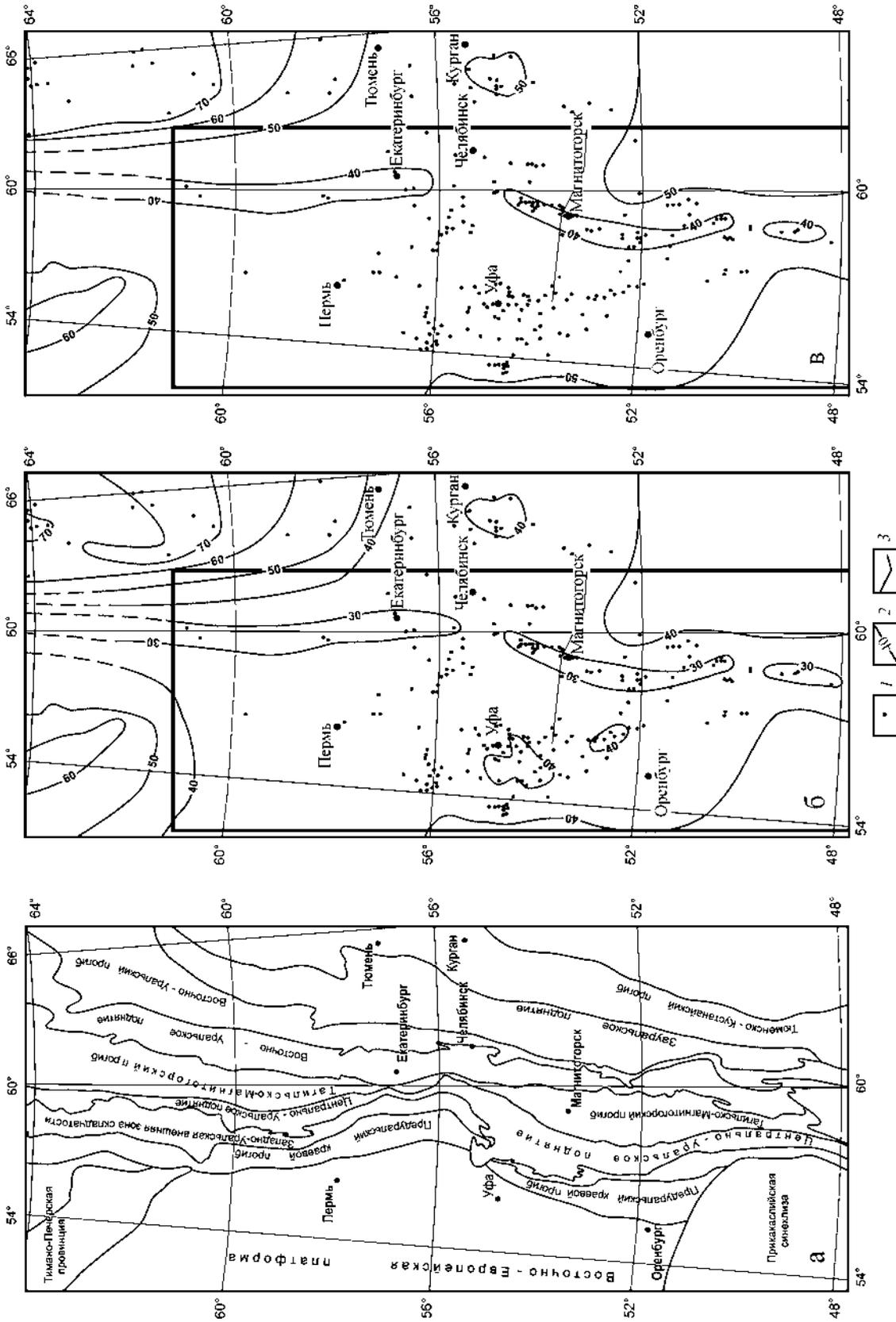


Рис. 3. Карта теплового потока Урала (по [2]); а — схема тектонического районирования Урала и прилегающей части Восточно-Европейской платформы, по [3, 4]; б — измеренные значения теплового потока; в — исправленные значения теплового потока. Выделена область, для которой проводилась оценка глубинных теплопотерь

Таблица

## Оценка потерь глубинного тепла

Зоны	Тепловой поток	Значение теплового потока, мВт/м <sup>2</sup>		Потери глубинного тепла, Вт
		среднее	стандартное отклонение	
I	измеренный	36	4,4	27,23×10 <sup>9</sup>
	исправленный	42	5,5	32,08×10 <sup>9</sup>
II	измеренный	24	3,3	2,37×10 <sup>9</sup>
	исправленный	36	3,5	3,20×10 <sup>9</sup>
III	измеренный	34	7,2	12,69×10 <sup>9</sup>
	исправленный	46	7,8	17,28×10 <sup>9</sup>

Суммарные потери тепла для изучаемой территории составляют 42,29×10<sup>9</sup> Вт в случае, если плотность теплового потока определена классическим способом, без учета влияния палеоклимата. Если в измеренную плотность теплового потока ввести поправки на влияние палеоклимата, суммарные теплотери на выделенной территории составляют 52,56×10<sup>9</sup> Вт. Полученные оценки теплотери значительно отличаются друг от друга. Из приведенных результатов очевидна необходимость учета влияния палеоклимата, в частности, для оценки глубинных теплотери.

## Литература:

1. Голованова И.В. Тепловое поле Южного Урала. — М.: Наука, 2005. — 189 с.
2. Голованова И.В., Пучков В.Н., Сальманова Р.Ю., Демежко Д.Ю. Новый вариант карты теплового потока Урала, построенный с учетом влияния палеоклимата // Докл. РАН. — 2008. — Т. 422, № 3. — С. 394–397.
3. Тектоническая карта нефтегазоносных областей СССР. М 1:2 500 000. — М.: Изд-во Мингео СССР, 1969.
4. Тектоническая карта Урала / Под ред. И.Д. Соболева. М 1:1 000 000. — Свердловск, 1983.
5. Gosnold W, Majorowicz J, Safanda J, Szewczyk J. Has northern hemisphere heat flow been underestimated? // Joint assembly AGU, SEG, NABS and SPD/AAS: Abstracts. — New Orleans, May 23–27, 2005. — <http://www.agu.org/meetings/sm05/waism05.html>.

## О ПРИРОДЕ ХОБДИНСКОЙ И АРАЛСОРСКОЙ ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ В ПРИКАСПИЙСКОЙ МЕГАСИНЕКЛИЗЕ (В ПОРЯДКЕ ДИСКУССИИ)

**А.Н. Светлакова**

*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа*

Восточные районы Восточно-Европейской платформы (ВЕП), или их еще называют Волго-Уральской областью, характеризуются слабopоложительным полем силы тяжести [3, 4, 5, 8 и др.]. Крупные структурные элементы тектоники, такие как Татарский свод по фундаменту с его двумя вершинами и юго-восточным склоном, а также Жигулевско-Оренбургский свод, выделяются изометричными положительными аномалиями в первые десятки миллигалл. Разделяющие их Калтасинский авлакоген северо-западного простирания и Серноводско-Абдулинская впадина субширотного простирания характеризуются отрицательными аномалиями, носящими линейный характер. Южнее Оренбургской положительной аномалии, уже в пределах Прикаспийской мегасинеклизы, выделяется еще более интенсивная Хобдинская аномалия. Оренбургскую и Хобдинскую положительные аномалии разделяет субширотная отрицательная аномалия — Урало-Илекская (или просто Илекская) (рис.).

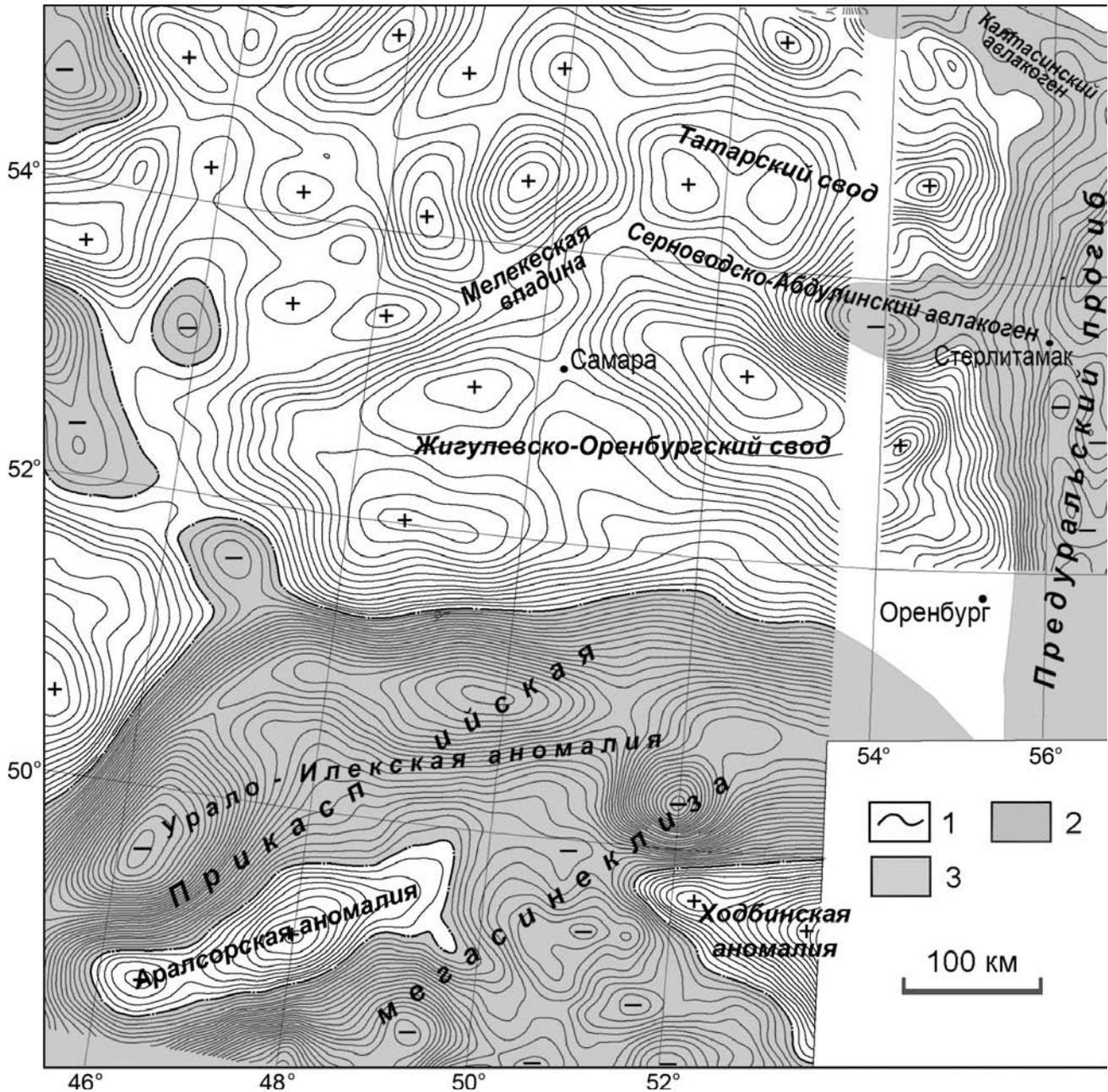


Рис. Трансформированное гравитационное поле Прикаспийской мегасинеклизы и прилегающих территорий

Условные обозначения: 1 — изоаномалы силы тяжести; 2, 3 — положительные и отрицательные значения гравитационного поля

Переход от плиты в Прикаспийскую мегасинеклизу отмечается гравитационной ступенью от положительного поля к резко отрицательному. При сопоставлении гравиметрических и сейсмических данных Волго-Уральской области и Прикаспийской мегасинеклизы бросается в глаза несоответствие сейсмических разрезов и величин аномалий силы тяжести. При таком переходе (от плиты к прогибу) все сейсмические горизонты в земной коре испытывают крутое погружение. При этом резко возрастает роль осадочного чехла в общей мощности земной коры — до 20 км. Такие изменения должны были привести к существенному уменьшению величины гравитационных аномалий в Прикаспийской мегасинеклизе. Расчеты показывают, что при условии равной плотности соответствующих слоев на обоих участках величина аномалии в пределах Прикаспийской мегасинеклизы должна быть примерно на 350 мгл ниже. В действительности различия в величине

аномалий не превышают 80–100 мгл. Даже приняв для всех слоев земной коры Прикаспия максимальные вероятные значения средних плотностей (2,5 г/см<sup>3</sup> для осадочной толщи, 2,8 г/см<sup>3</sup> для «гранитного» слоя и 3,0 г/см<sup>3</sup> для «базальтового»), можно объяснить компенсацию только в 150 мгл. Оставшиеся 100 мгл разные исследователи объясняют по-разному.

Так, некоторые авторы под Прикаспийской мегасинеклизой показывают область уплотнения верхней мантии [1], полагая, что базальты нижних частей коры за счет соприкосновения с легким нагретым мантийным материалом верхней мантии начинают нагреваться. При температуре 800–900 °С они переходят в гранатовый гранулит, а затем в эклогит с плотностью 3,4–3,6 г/см<sup>3</sup>. Е.В. Артюшков с соавторами [1] предлагают следующую трактовку образования Хобдинской и Аралсорской аномалий. Они считают, что в Прикаспийской мегасинеклизе в палеозое произошли резкие сокращения мощности консолидированной коры на фоне кратковременных погружений. Это привело к сохранению небольших блоков эклогитов, привязанных к коре силами вязкого трения. Последние создали крупные гравитационные максимумы на общем региональном фоне, связанном с плотностными неоднородностями в астеносфере.

В.В. Белоусов [2] считает, что весь гранитный слой «выплеснулся» из синеклизы в бортовые зоны, и осадочный слой мощностью в 20 км непосредственно ложится на «базальтовый» слой, что и создает такую картину гравитационного поля. По его мнению, это вполне правдоподобно, так как под влиянием притока гранитизирующих летучих компонентов ранее сформировавшиеся граниты могут вновь «активизироваться», приобретая большую текучесть и уменьшая свой удельный вес за счет насыщения летучими. В этом состоянии граниты способны течь вверх, стремясь покинуть прогибы и сосредоточиться под гребнями поднятий. Некоторые исследователи считают, что и Ромашкинское месторождение углеводородов сформировалось на таком гранитном куполе [7].

И.С. Огариновым [9] было проведено осреднение гравитационного поля радиусом 40–50 км и 120 км. Полученное региональное поле с радиусом осреднения 120 км характеризует поведение границы Мохо, и это подтверждается сейсмическими материалами ГСЗ. Так, в районе профиля ГСЗ Сарапул–Сагиз пересчет поля силы тяжести показывает, что напряженность поля возрастает от Татарского свода к Оренбургскому на 11 мгл и на 35 мгл на Хобдинской аномалии. Граница Мохо, по сейсмическим данным, также воздымается на юг, в сторону Прикаспийской синеклизы [6]. Однако в районе Хобдинской аномалии возрастание гравитационного поля происходит очень резко и не компенсируется подъемом кровли мантии. И.С. Огаринов предположил, что Хобдинская аномалия обусловлена выступом байкалитов, но такая идея не нашла подтверждения в сейсмических материалах и не была поддержана тектонистами.

Строение зоны Хобдинского максимума, на наш взгляд, можно объяснить движениями плит с юга. В настоящей работе предлагается вариант строения Хобдинской и Аралсорской зон максимумов. Аномалии обусловлены повышенной основностью нижней коры на этом участке, которая возникла в результате образования рифта и излияния базальтов. Хобдинская зона вместе с Аралсорской образуют в пределах Прикаспия субширотную рифтовую структуру, которая, по-видимому, не завершила своего развития и прекратила существование на начальной стадии. В результате раздвигания бортов рифта произошло излияние базальтов, что и определяет повышенную напряженность гравитационного поля. Но именно в силу развития Альпийско-Гималайского складчатого пояса, расположенного к югу от предполагаемого рифта, последний прекратил свое существование. Однако горизонтальные напряжения с юга не прекратились, а даже усилились.

Хобдинская и Аралсорская положительные аномалии сохраняются даже при пересчете поля на высоту 20 км. Эта высота пересчета соответствует радиусу осреднения 45–50 км и примерно такой же глубине. На наш взгляд предполагаемый рифт (раздвиг) вызвал горизонтальное смещение на север борта Прикаспийской впадины, на котором располагается Жигулевско-Оренбургский свод.

Именно поэтому все структуры на Соль-Илецком выступе имеют субширотное простирание, резко отличаясь от уральских субмеридиональных направлений [11]. Одновременно отмечается северная вергентность разломов на сейсмических разрезах, а в некоторых случаях — взбросы с поднятым южным крылом и надвигание на север [10].

**Литература:**

1. **Артюшков Е.В., Шлезингер А.Е., Яншин А.Л.** Основные типы и механизмы образования структур на литосферных плитах. Статья П. Морские впадины и области дейтоорогенеза // Бюл. МОИП. Отд. геол. – 1979. – Т. 54, Вып. 3. – С. 3–12.
2. **Белоусов В.В.** Некоторые вопросы развития земной коры и верхней мантии океанов // Геотектоника. – 1967. – № 1. – С. 37–54.
3. **Берлянд Н.Г.** Особенности глубинного строения и эволюции земной коры Уральской эвгеосинклинали по геофизическим данным // Докл. АН СССР. – 1979. – Т. 245, № 2. – С. 411–417.
4. **Борисов А.А.** Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. – М.: Недра, 1967. – 270 с.
5. **Деменицкая Р.М.** Кора и мантия Земли. – М.: Недра, 1967. – 145 с.
6. **Егоркин А.В.** О скоростной характеристике кристаллической части земной коры // Природа сейсмических границ в земной коре. – М., 1971. – С. 32–44.
7. **Лапинская Т.А., Богданова С.В.** Основные черты геологического строения, главнейшие метаморфические и магматические комплексы докембрийского фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной области // Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы / *Под ред. К.А. Шуркина*. – М.: Недра, 1976. – Т. 1. – С. 106–115.
8. **Огаринов И. С.** Строение и районирование земной коры Южного Урала. – М.: Наука, 1973. – 86 с.
9. **Огаринов И.С.** Глубинное строение Урала. – М.: Наука, 1974. – 79 с.
10. **Светлакова А.Н.** Зильдяровский выступ фундамента – структура, образованная южными силами сжатия и косыми сдвигами // Геологический сборник № 9 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2011. – С. 112–117.
11. **Светлакова А.Н.** Модели соляной тектоники в бортовых зонах солеродных бассейнов на примере западного борта Предуральского прогиба // Геологический сборник № 9 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2011. – С. 129–135.

## V. ГЕОЭКОЛОГИЯ, ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

---

### ПРОБЛЕМЫ РЕКУЛЬТИВАЦИИ ОТРАБОТАННЫХ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО УРАЛА

*Р.Ф. Абдрахманов, Р.М. Ахметов*

*Институт геологии УНЦ РАН, Уфа; E-mail: hydro@ufaras.ru*

Горнорудные предприятия являются мощными источниками техногенного воздействия на подземную и поверхностную гидросферу. Одним из наиболее радикальных способов борьбы с загрязнением окружающей природной среды является рекультивация техногенных объектов горнорудной отрасли. Выбор методов рекультивации нуждается в правильном научно-обоснованном эколого-геологическом изучении элементов геотехногенной системы. Нами, как модельный объект рекультивации техногенных образований, рекомендуется месторождение Куль-Юрт-Тау с использованием комплекса качественных и количественных методов.

Добыча и переработка минерального сырья сопровождается коренными преобразованиями геологической среды в зонах влияния предприятий горнорудного комплекса. На территории Южного Урала накоплено свыше 1 млрд. тонн отходов минерально-сырьевого комплекса. Основные месторождения региона (Сибайское, Учалинское, Бурибаевское, Куль-Юрт-Тау, Балта-Тау, Бакр-Тау, Юбилейное и др.) генетически связаны с вулканогенно-осадочными породами нижнего и среднего девона. Спектр главных токсикантов в отходах добычи и обогащения руд (Cu, Zn, Pb, As, Sb, Hg и др.) унаследован от химического состава пород и руд. Большинство токсикантов вовлекается в миграционные потоки с жидкими стоками, объемы которых составляют более 4,5–6 млн. м<sup>3</sup>/год [1].

Серноколчеданное месторождение Куль-Юрт-Тау является одним из элементов геотехногенной системы Сибай-Баймакского горнорудного района. Расположено в 5 км к северу от г. Баймак и является эмиссантом токсичных веществ в р. Таналык. Разрабатывалось ОАО «Башкирский медно-серный комбинат» в 50–90 гг. XX века. В результате эксплуатации были образованы мощные отвалы вокруг карьера на правом берегу р. Таналык (рис. 1), занимающие около 94 га (3200 тыс. т). В настоящее время идет отработка пиррофиллита на северном борту карьера.

Карьерные («озерные») воды месторождения характеризуются сульфатным кальциево-железистым составом с минерализацией 2,48 г/дм<sup>3</sup> и рН 2,5. В них содержится (мг/дм<sup>3</sup>): Cu до 2,5; Zn до 2,3; Pb — 0,03; Mn — 1,8; Co — 0,3; Sr — 0,5; Be — 0,005; Mo — 0,05; Cd — 0,02; Y — 0,03; Tl — 0,0003; Th — 0,005; U — 0,04. Подотвальные воды образуются под влиянием атмосферных осадков. Количество выпадающих осадков в регионе составляет 400 мм/год, при величине испарения 280 мм/год. Остаток перколирует через тело отвалов и формирует высокоминерализованный подотвальный сток ~ 150 000 м<sup>3</sup>/год. Минерализация подотвальных вод месторождения Куль-Юрт-Тау достигает 13,5–107 г/дм<sup>3</sup>, при рН от 1,65 до 2,75, с содержанием железа до 10 г/дм<sup>3</sup>. Интервалы содержания отдельных элементов следующие (мг/дм<sup>3</sup>): Cu 4,5–16,4; Zn 7,6–15,1; Pb 0,03–0,8; Co 1,6–12,4; Ni 0,5–2,4; Mn 11,3–23,6; Sr 0,9–1,6; Mo 0,2–9,2; Cd 0,02–0,08; Be 0,02–0,03; Tl 0,002–0,006; Th 0,08–0,8; U 0,2–0,3 [3].

Минерализация подземных вод на удалении 100–150 м от отвалов достигает 25 г/дм<sup>3</sup>, в них содержится (мг/дм<sup>3</sup>): Cu до 6,9 (0,02); Zn до 5,9 (0,014); Pb до 0,05 (0,01); Co — 3,8; Ni — 1,3 (0,012); Mn — 47,5 (0,65); Mo — 0,01 (0,004); Sr — 0,9 (0,9); Cd — 0,05 (0,0002); Be — 0,03 (0,00009); Tl —

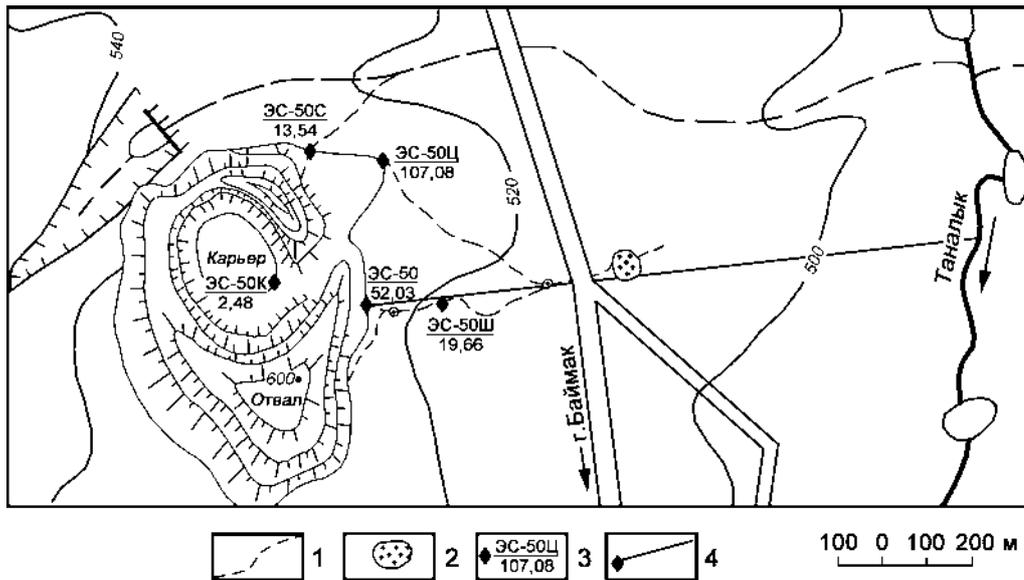


Рис. 1. Схематическая карта месторождения Куль-Юрт-Тау

Условные обозначения: 1 — ручьи (стоки) и овражная сеть; 2 — пруды-накопители; 3 — места отбора проб, вверху номер пробы, в знаменателе ее минерализация в г/дм<sup>3</sup>: ЭС-50 — юг отвалов, ЭС-50Ц — центр отвалов, ЭС-50С — север отвалов, ЭС-50К — карьер, ЭС-50Ш — шурф; 4 — линия гидрогеологического разреза

0,0004; Th — 0,1; U — 0,5 [3]. В скобках приведены средние содержания микроэлементов в водах Уральской гидрогеологической складчатой области [2].

Для определения объема потока загрязненных подземных вод, поступающих в р. Таналык, нами в 2006–2007 гг. проводились фильтрационные расчеты. По расчетам, общий объем подземного потока, загрязненного сточными водами (рис. 2), от отвалов до р. Таналык составляет ~415 м<sup>3</sup>/сут. В воде р. Таналык содержится (мг/дм<sup>3</sup>; в скобках превышение ПДК для воды рыбохозяйственных водоемов): Fe до 12,3 (123); Cu до 0,04 (40); Zn — до 0,6 (60); Mn — 0,5 (50); Pb — 0,1 (1); As — 0,07 (1,4); Cd — 0,008 (1,6).

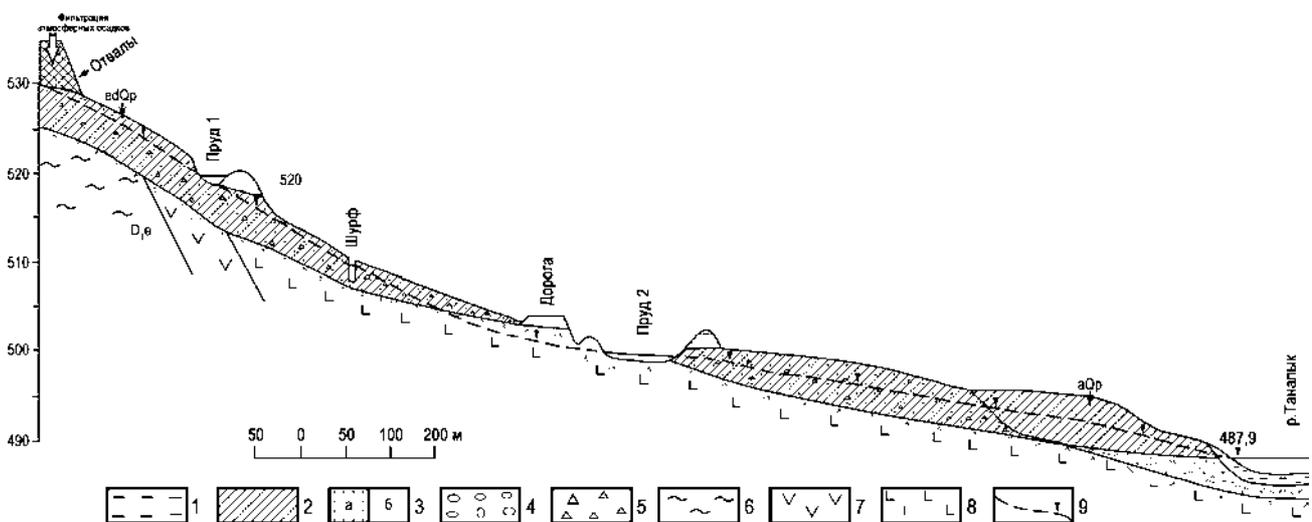


Рис. 2. Гидрогеологический разрез участка Куль-Юрт-Тау — р. Таналык

Условные обозначения: 1 — глины, илы; 2 — суглинки, супеси; 3 — а) пески грубозернистые, б) пески отсортированные; 4 — галька, валуны; 5 — дресва, щебень; 6 — сланцы (серицит-кварцевые и серицит-хлорит-кварцевые); 7 — андезитовые порфириды; 8 — основные эффузивы; 9 — уровень грунтовых вод

Таким образом, объекты горнорудной отрасли являются мощными источниками техногенного воздействия на подземную и поверхностную гидросферу. Наиболее геохимически активны внешние отвалы пустых пород и некондиционных руд. Стоки с техногенных объектов отличаются высокой минерализацией с аномальными содержаниями типоморфных для руд элементов. Техногенные процессы приводят к накоплению в стоках редких и радиоактивных элементов. В этих условиях необходима разработка методов обезвреживания техногенных объектов.

Борта карьера месторождения сложены скальными и полускальными породами достаточно высокой крепости, в этих условиях не приходится надеяться на естественное выколачивание выработки и ее заполнение твердыми осадками. Наиболее приемлемый выход — засыпка карьеров (небольшой глубины) отработанной горной массой. Засыпка требует проведения химической мелиорации материала отвалов с целью извлечения ценных компонентов и легкорастворимых элементов-загрязнителей. Все вышесказанное нуждается в правильном научно-обоснованном эколого-геологическом изучении элементов геотехногенной системы месторождения Куль-Юрт-Тау и геоэкологической ситуации в пределах данной территории, с использованием комплекса качественных и количественных методов.

Целью данной разработки является подготовка техногенных объектов серноколчеданного месторождения Куль-Юрт-Тау к полномасштабной рекультивации в качестве модельного объекта. Для этого необходимо решение следующих задач:

- рекогносцировочное обследование внешних отвалов и карьера месторождения с отбором штучных проб для предварительной оценки макро- и микрокомпонентного состава пород и руд;
- проведение эколого-геологических изысканий на внешних отвалах с оконтуриванием блоков с повышенными содержаниями различных ценных и токсичных компонентов;
- бурение разведочных скважин глубиной от 10–15 до 50–60 м через тело отвала и на прилегающей территории с поинтервальным отбором керна и бурового шлама и с составлением геолого-геохимического разреза отвала;
- минералого-геохимическое исследование отобранного каменного материала;
- эколого-гидрогеологические исследования с составлением карты гидроизогипс и глубин залегания подземных вод с изучением фильтрационных свойств пород, химического состава воды и почвогрунтов, гидрогеологические изыскания по периметру карьера в целях предупреждения фильтрации рудничных вод;
- составление карт М 1:1 000 и 1:500 для выяснения ореолов рассеяния тяжелых металлов и других веществ на данной территории;
- оценка радиологической обстановки на территории.

Анализ путей снижения техногенного прессинга на окружающую природную среду и разработка рекомендаций наиболее оптимальных способов рекультивации месторождения с технологическими испытаниями проб на возможность доизвлечения ценных компонентов с попутным обезвреживанием контаминантов — это задача следующего этапа исследований.

#### Литература:

1. **Абдрахманов Р.Ф.** Гидрогеоэкология Башкортостана. — Уфа: Информреклама, 2005. — 344 с.
2. **Абдрахманов Р.Ф., Попов В.Г.** Геохимия и формирование подземных вод Южного Урала. — Уфа: Гилем, 2010. — 420 с.
3. **Ахметов Р.М.** Геоэкологические проблемы района месторождения Куль-Юрт-Тау // Известия вузов. Горный журнал. — 2010.— № 3. — С. 49–51.
4. **Удачин В.Н., Аминов П.Г., Дерягин В.В.** Химический состав терригенных вод в карьерных озерах Башкортостана // Башкирский химический журнал. — 2008. — Т. 15, № 4. — С. 64–69.

## МОНИТОРИНГОВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ В НЕФТЕДОБЫВАЮЩИХ РАЙОНАХ

*Р.Ф. Абдрахманов, В.Г. Попов, И.Ю. Лешан, Р.М. Ахметов*  
*Институт геологии УНЦ РАН, Уфа; E-mail: hydro@ufaras.ru*

Выполнены 30-летние исследования влияния нефтепромысловых стоков и нефти на состав пресных подземных вод, водорастворимых солей и ионообменные свойства глинистых неоген-четвертичных осадков в прудах-накопителях Шкаповского нефтяного месторождения.

Шкаповское месторождение расположено в пределах Татарского свода. Зона интенсивной циркуляции пресных подземных вод сложена трещиноватыми верхнеказанскими терригенно-карбонатными породами. Карбонатные осадки подвержены карстовым процессам.

Пруд-отстойник был сооружен в 1960–1961 гг. в долине р. Базлык (левый приток р. Дема) в верхнеказанских карбонатных породах. В основании и левом борту долины развиты делювиальные и перигляциальные глины и суглинки мощностью до 10 м. Сброс попутных рассолов с минерализацией 270 г/л осуществлялся в течение 1962–1966 гг. При сооружении названной емкости предполагалось, что глинистый экран явится надежной изоляцией, и утечка через него, ввиду слабых фильтрационных свойств глин, будет незначительной. Однако уже в первый год эксплуатации пруда (летом 1963 г.) ниже плотины появились грифоны соленых вод и наблюдалось засоление источников, ранее использовавшихся для водоснабжения. В результате этого эксплуатация пруда была прекращена.

Через 5–6 лет после прекращения сброса рассолов в пруд содержание солей в глинистых отложениях под его дном (на глубине до 2 м) составляло 2000–2500 мг/100 г породы (хлора 1200–1500 мг/100 г). В то же время минерализация водных вытяжек из глин, не подверженных засолению (на склонах долин), составляла 40–70 мг/100 г (хлора 1,8–3,6 мг/100 г). По составу они гидрокарбонатные натриево-кальциевые, тип I (по О.А. Алекину [4]).

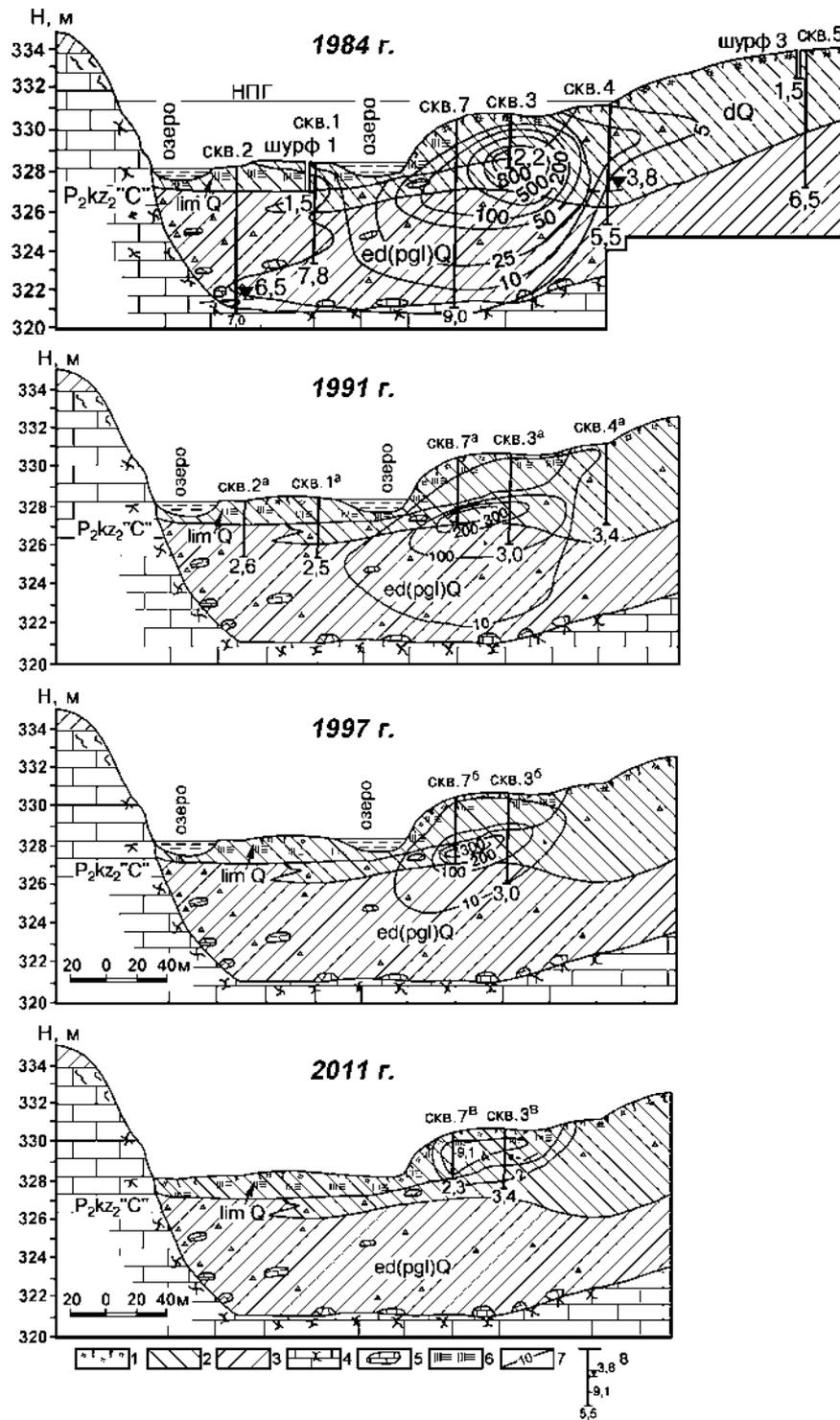
Повторное изучение грунтов основания пруда-накопителя, выполненное через 19 лет после его ликвидации (1984 г.), показало (рис.), что под первой надпойменной террасой и дном пруда, ежегодно затапливаемыми тальми водами, произошло существенное рассоление глинистых отложений. Общее содержание солей снизилось до 70–90 мг/100 г, а хлора — до 3–10 мг/100 г. На участках, где породы не были подвержены интенсивному промыву (вторая надпойменная терраса и нижние части склонов долины — скв. 3 и 7), в них сохранились значительно большие количества хлоридных солей (до 350–1600 мг/100 г, в том числе хлора 100–870 мг/100 г). Повышенной минерализацией (до 1,5 г/л) при гидрокарбонатно-хлоридном кальциево-натриевом составе (тип IIIб) характеризовались и подземные воды, вскрытые на глубине 7–8 м в верхнеказанских известняках, подстилающих почвогрунты зоны аэрации [1, 3].

С целью выяснения дальнейших изменений в водно-солевом режиме глинистых пород и их обменно-адсорбционных свойств в июле 1991 и августе 1997 гг. выполнен новый цикл исследований. Опробование проводилось в тех же точках, что и ранее. Как видно (см. рис.), к 1991 г. произошло дальнейшее рассоление пород в чаше водохранилища. В основании емкости содержание хлор-иона уже не превышает 3–7 мг/100 г (скв. 1а, 2а), что близко к его фону в естественных условиях (3–5 мг/100 г). На второй надпойменной террасе также произошло снижение концентрации солей до 370–620 мг/100 г (хлора до 200–380 мг/100 г).

Промыв осуществлялся тальми и дождевыми водами. Весной уровень воды в водохранилище достигает 3–5 м, что влечет рост вертикального градиента фильтрации под его дном. Затем в результате инфильтрации уровень воды быстро падает, и к середине лета–осени здесь остаются только небольшие озера, покрытые с поверхности слоем нефти толщиной до 2–3 см. Вода в озерах пресная (0,31 г/л) гидрокарбонатного натриево-кальциевого состава, тип I. Содержание хлора в ней не превышает 14 мг/л.

Качественные изменения происходят и в составе поглощенного комплекса (ПК) глинистых пород. За пределами влияния техногенеза на геологическую среду глинистые породы характе-

ризуются повышенными значениями ПК до 40–45 ммоль/100 г. В составе обменных катионов доминируют кальций (до 97%) и магний (7,0–75%). Под прудом-накопителем (после прекращения сброса стоков) в результате катионнообменных процессов между породой и нефтяными рассолами



**Рис. Изменение содержания хлор-иона в почвогрунтах основания пруда-накопителя нефтепромысловых сточных вод в долине р. Базлык**

**Условные обозначения:** 1–6 — породы: 1 — почва, 2 — глина, 3 — суглинок, 4 — известняк, 5 — обломки пород, 6 — заторфованные почвогрунты; 7 — изолиния содержания хлор-иона в почвогрунтах (мг/100 г); 8 — скважина: сверху вниз — уровень грунтовых вод (м), содержание хлор-иона в породах (мг/100 г), глубина скважины (м)

в глинистых осадках, слагающих основание пруда, концентрация натрия и калия достигает 100–250 мг/100 г (10–53,5%). Доля кальция снижается до 60–47%.

Следует отметить, что относительно кратковременное (2–3 года) воздействие нефтепромысловых рассолов на глинистые отложения, а затем их длительный промыв маломинерализованными атмосферными осадками в течение 38 лет значительно изменили не только солевой состав пород, но вызвали изменения и в составе поглощенных катионов. В ПК вновь стали преобладать двухвалентные катионы: кальций — 76–91,5% и магний — 19,5–40%, в отдельных разрезах — до 88%. Концентрация натрия и калия составила 1,3–4,5%. Повышенное содержание (до 9–12,5%) одновалентных катионов сохранилось только в насыщенных хлоридными солями разрезах (скв. 3а, гл. 1,75–3,3 м; скв. 7а, гл. 1,5–3,0 м). Емкость ПК глинистых пород в интенсивно промытой части пруда при этом остается низкой — 16,27–19,69 и 6,68–14,69 ммоль/100 г. В террасовой части, где отсутствовали интенсивное засоление и последующий промыв, величина емкости ПК существенно выше (28,0–45,3 ммоль/100 г) [2].

В 1997 г. максимальное содержание хлора в скважине 7б составило 371 мг/100 г при общем снижении концентрации солей (см. рис.). При этом надо особо подчеркнуть то, что содержание нефтепродуктов в породах в течение всего срока наблюдений существенных изменений в сторону снижения не претерпело.

Исследования, проведенные в 2011 г., показали, что содержание хлора в поровом растворе глинистых осадков достигает 9,1 мг/100 г (см. рис., скв. 7в) при фоне до 5 мг/100 г. Таким образом, данные натурных наблюдений свидетельствуют о том, что в районах воздействия нефтедобывающих предприятий загрязняющие вещества в геологической среде сохраняются длительное время, измеряемое несколькими десятками лет.

#### Литература:

1. Абдрахманов Р.Ф. Техногенез в подземной гидросфере Предуралья. — Уфа: УНЦ РАН, 1993. — 208 с.
2. Абдрахманов Р.Ф. Гидрогеоэкология Башкортостана. — Уфа: Информреклама, 2005. — 344 с.
3. Абдрахманов Р.Ф., Попов В.Г. Формирование подземных вод Башкирского Предуралья в условиях техногенного влияния. — Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1990. — 120 с.
4. Алекин О.А. Основы гидрохимии. — Л.: Гидрометеиздат, 1970. — 442 с.

## К ОЦЕНКЕ ВЛИЯНИЯ РЕЛЬЕФА НА ГЕОХИМИЮ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ЗОНЫ ГИПЕРГЕНЕЗА ЦЕНТРАЛЬНО-УРАЛЬСКОГО ПОДНЯТИЯ

*Р.Ф. Абдрахманов, В.Г. Попов*

*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа; E-mail: hydro@ufaras.ru*

На Центральном Уральском поднятии зона гипергенеза (это верхняя оболочка литосферы) сложена верхнепротерозойскими и палеозойскими ( $PR_2$ – $PZ$ ) преимущественно метаморфическими образованиями. Литолого-гидрогеохимическое состояние ее определяется процессами физического, химического и биологического выветривания, протекающими в нормальных  $PT$ -условиях. Кинетика, интенсивность и направленность этих процессов во многом определяются подземными водами, являющимися одним из главных компонентов зоны гипергенеза. В ней вода выполняет две различные, но одинаково важные функции — активной химической среды при взаимодействии с породами и транспортирующего агента, обеспечивающего удаление продуктов выщелачивания из литолого-гидрогеохимических систем.

Значительная часть Центрально-Уральского бассейна находится в условиях избыточного увлажнения. Количество атмосферных осадков (500–750 мм/год), являющихся основным ис-

точником питания подземных вод зоны гипергенеза, превышает испарение (380–400 мм/год). На подземный сток расходуется 30–53% годовой суммы.

В условиях среднегорного, отчасти низкогорного расчлененного рельефа пути перемещения трещинных подземных вод невелики (сотни метров – километры). Уровень вод в сглаженном виде повторяет формы рельефа. Направление движения их зависит также и от структурного фактора.

Мощность зоны региональной трещиноватости, находящейся в сфере воздействия гипергенных процессов, обычно составляет 40–60 м. В крепких разностях пород с жесткими связями (кварциты, кремнистые сланцы, кварцевые песчаники, конгломераты, кварцевые порфиры и порфириды, яшмы и др.) в условиях сильной пликативной и дизъюнктивной дислоцированности она достигает 100–150 м.

Геохимические особенности подземных вод Южного Урала определяются комплексом ландшафтно-климатических и геолого-структурных условий, под воздействием которых в осадочно-метаморфических и магматических образованиях зоны гипергенеза формируются холодные (4–6 °С)  $Q_2-N_2$  пресные воды различного ионно-солевого состава [1].

Атмосферные осадки, средняя минерализация ( $M$ ) которых 20 мг/л, служат не только источником питания подземных вод зоны гипергенеза, но и существенным источником поступления растворенных веществ.  $M$  подземных вод зоны экзогенной трещиноватости на Южном Урале изменяется от первых десятков до 300–500 мг/л. Вклад минеральных веществ метеорного происхождения в  $M$  ультрапресных вод достигает 30–50% и более. Особенно велик их вклад (до 70–90%) в формирование сульфатного, хлоридного, иногда кальциевого ионов подземных вод.

Основным типом структур бассейна являются метаморфические гидрогеологические массивы (ГМм), сложенные первично-осадочными формациями  $PR_2-PZ$ . Интрузивные массивы (ГМи), сложенные ультраосновными образованиями серпентинитового состава, известны в соседнем к востоку Зилаирском синклинии. На геохимический облик вод зоны гипергенеза, кроме ландшафтно-климатических особенностей, большое влияние оказывает минеральный состав водовмещающих пород, дренируемых реками.

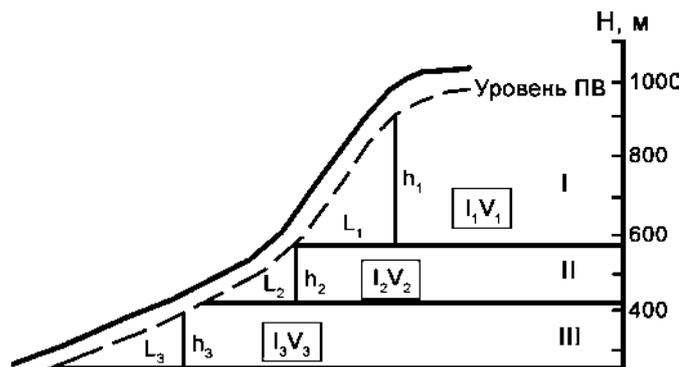
Ультрапресные воды (30–80 мг/л) характерны для геохимически пассивных сред: кварцитов, кварцевых песчаников, кремнистых и слюдисто-кварцевых сланцев. Воды имеют  $SO_4-HCO_3$ ,  $HCO_3$ ,  $HCO_3-Cl$  или смешанный (трехкомпонентный) анионный состав. Среди катионов преобладают  $Ca^{2+}$  и  $Na^+$ , нередко к числу главных ионов (> 20%) принадлежит  $Mg^{2+}$ . Солевой состав вод представлен  $Ca(HCO_3)_2$  и  $Mg(HCO_3)_2$  (до 50–70%). Основной вклад в формирование  $M$  этих вод вносит  $HCO_3^-$  ион (10–50 мг/л), который имеет в основном биохимическую природу. Значимую роль в поступлении других ионов, как указывалось, представляют атмосферные осадки.

Геохимически более разнообразны воды алюмосиликатных и силикатных метаморфических и магматических образований с  $M$  300–500 мг/л. Основной формой химического выветривания этих пород являются гидролитические процессы, заключающиеся в замещении ионов щелочных и щелочноземельных металлов в кристаллической решетке минералов ионом  $H^+$ , как имеющим наименьшие размеры ионного радиуса. При этом главным источником ионов  $H^+$  является диссоциация угольной кислоты и частично самой воды. В результате, в зависимости от состава алюмосиликатного и силикатного вещества, из пород в раствор будут поступать  $Na^+$  (из альбита),  $Ca^{2+}$  (из анорита),  $K^+$  (из ортоклаза) и  $Mg^{2+}$  (из оливина) и образовываться воды соответствующего катионного состава. Ионы  $HCO_3^-$  образуются из  $H_2O$  и  $CO_2$  биохимического и воздушного происхождения.

В последнее время получены новые данные, касающиеся влияния рельефа на формирование химического состава подземных вод Южного Урала. Выявлена зависимость  $M$ , концентраций ионов  $HCO_3^-$  и  $Ca^{2+}$  от высотного положения источников. Связь этих гидрогеохимических параметров с абсолютными отметками выходов подземных вод средняя по величине, отрицательная по знаку ( $r = -0,50 \dots -0,58$ ). Установлено, что подобная ситуация является отражением высотной гидродинамической поясности Центрально-Уральского поднятия, характеризующегося наибольшей приподнятостью рельефа относительно других тектонических структур Южного Урала.

От среднегорья к низкогорью с уменьшением высоты хребтов наблюдается снижение крутизны склонов от 45–50 до 10–15° и уменьшение глубины залегания вод в зоне экзогенной трещиноватости от 80 до 20 м (рис. 1). Одновременно изменяется величина соотношения  $h/L = I$ , где  $h$  —

Рис. 1. Принципиальная схема высотной гидродинамической зональности Центрально-Уральского поднятия



снижение уровня подземных вод (м),  $L$  — расстояние (м), на котором оно происходит. Отношение  $h/L$  представляет собой гидравлический градиент  $I$ , который является важным гидродинамическим параметром, входящим в формулу действительной скорости движения подземных вод:  $V = K_{\phi} \times I/n$ , где  $K_{\phi}$  — коэффициент фильтрации пород (м/сут),  $n$  — связанное пустотное пространство пород (доли единицы).

Обратимся к поведению гидродинамических параметров в различных по высоте зонах Центрально-Уральского поднятия. От среднегорья к низкогорью закономерно уменьшается величина  $h$  и увеличивается величина  $L$  так, что  $h_1 > h_2 > h_3$ , а  $L_1 < L_2 < L_3$ . Это неизбежно ведет к снижению гидравлического градиента  $I$ :  $I_1 (0,04-0,05) > I_2 (0,02-0,03) > I_3 (0,02-0,01)$ . В результате при близких величинах  $K_{\phi}$  и  $n$  пород происходит снижение скорости движения трещинных вод.  $V$  уменьшается от  $n \times (10^2-10^1)$  в среднегорной зоне I до  $n \times (10^1-10^0)$  в переходной зоне II и до  $n$  м/сут в низкогорной зоне III. Следует также отметить, что при переходе от зоны I к зоне III происходит увеличение мощности элювиально-делювиальных покровных отложений, уменьшение щебнистости и каменистости горных почв, усиление кольматации трещин метаморфических пород глинистыми продуктами выветривания.

Все это ведет к заметному увеличению сроков полного водообмена в горных породах от десятков суток до года и, как следствие, росту концентрации гидратированных главных ионов и  $M$  воды. Наиболее резко это происходит в переходной зоне II. Так, от высокогорья к среднегорью концентрация  $Ca^{2+}$  увеличивается от 3–5 до 50–60,  $HCO_3^-$  — от 5–20 до 300–400, а  $M$  — от 29–50 до 300–500 мг/л (рис. 2–4).

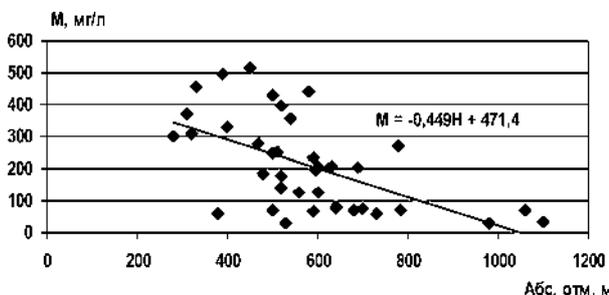


Рис. 2. Зависимость  $M$  воды источников от абсолютных отметок их выходов

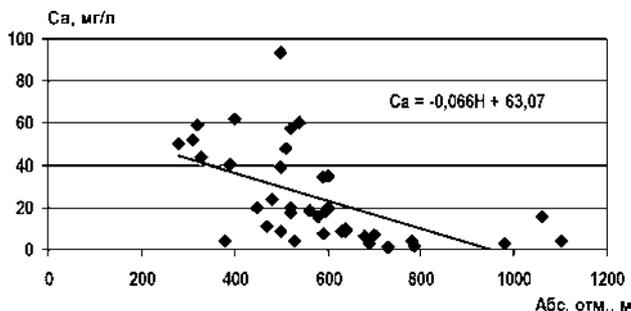
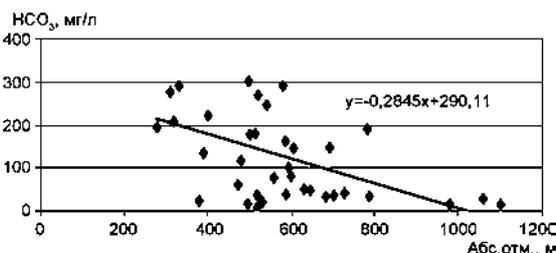


Рис. 3. Зависимость содержания  $Ca^{2+}$  в воде источников от абсолютных отметок их выходов

Рис. 4. Зависимость содержания  $HCO_3^-$  в воде источников от абсолютных отметок их выходов



Таким образом, высотная гидрогеохимическая поясность Центрально-Уральского поднятия является следствием динамики подземных вод или, иначе говоря, подчинена высотной гидрогеодинамической поясности. Аналогичная зависимость  $M$  и ионно-солевого состава трещинно-грунтовых вод от высотного положения источников была установлена и в других складчатых областях [2] и, следовательно, представляет общую закономерность.

**Литература:**

1. Абдрахманов Р.Ф., Попов В.Г. Геохимия и формирование подземных вод Южного Урала – Уфа: Гилем, 2010. – 420 с.
2. Кирюхин В.А., Никитина Н.Б., Судариков С.М. Гидрогеохимия складчатых областей – Л.: Недра, 1987. – 253 с.

## КАРЬЕРНЫЕ И ШАХТНЫЕ ВОДЫ ГОРНОРУДНЫХ ПРЕДПРИЯТИЙ ЮЖНОГО УРАЛА

*Р.М. Ахметов*

*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа; E-mail: hydro@ufaras.ru*

Рудничные воды образуются при вскрытии водоносных горизонтов открытыми и подземными выработками и являются, по сути, подземными водами, вовлеченными в процесс техногенеза. Их можно разделить на карьерный водоотлив и шахтные воды. Их высокая геохимическая активность является фактором геоэкологического риска.

В пределах Сибайского месторождения [7] развиты преимущественно гидрокарбонатные кальциевые и натриевые воды с минерализацией 0,26–0,95 г/дм<sup>3</sup> и величиной рН 6,8–7,7. Содержания микрокомпонентов в водах близки к фоновым (мг/дм<sup>3</sup>): Cu 0,5–1,0, Zn 1,3–11,0, Pb 0,1–0,2, Mn 0,4, Hg 0,01. В зоне геохимического влияния месторождения в результате смешения подземных и рудных вод образуются природно-техногенные растворы гидрокарбонатно-сульфатного состава с высоким содержанием микрокомпонентов (мг/дм<sup>3</sup>): Fe до 45; Cu 0,002–0,6; Zn 0,03–2,0 и др. В зонах, примыкающих к рудным телам, формируются сульфатные воды с минерализацией 0,66–1,5 г/дм<sup>3</sup>, рН 6,7–7,6, содержащие широкий спектр микрокомпонентов (мг/дм<sup>3</sup>): Fe 1,5–160; Cu 0,007–1,75; Zn 0,04–62,5; Mo до 0,003 и др. Карьерные воды Сибайского месторождения образуются в объеме 9120 м<sup>3</sup>/сут и характеризуются следующими параметрами (мг/л): сухой остаток до 3216; Cu 0,067; Zn 8,68; Cd 0,007; Fe 3,6; Mn 5,94; Cr 0,07; Sr 2,6. Шахтные воды здесь имеют следующие показатели (мг/дм<sup>3</sup>): Fe 0,12; Cu 13,36; Pb 1,12; Cr 0,6; Hg 0,02; NO<sub>3</sub><sup>2-</sup> 6,06. Величина рН карьерных вод составляет 5,9, шахтных — 7,21. На месторождении Бакр-Тау карьерные воды (1440 м<sup>3</sup>/сут) с сухим остатком 1,7 г/дм<sup>3</sup> содержат (мг/дм<sup>3</sup>): Cu 4,25; Zn 5,3; SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 82; NO<sub>3</sub><sup>2-</sup> 76 [4].

Для района Бурибайского месторождения характерны преимущественно хлоридные натриевые воды с минерализацией 0,6–3 г/дм<sup>3</sup>, рН 6,4–8,1. Состав рудничных вод Бурибаевского месторождения сульфатный магниевый-кальциевый с минерализацией < 4,7 г/дм<sup>3</sup>, рН 3–5,2. Максимальное содержание в них (мг/дм<sup>3</sup>): Fe<sup>3+</sup> 225; Fe<sup>2+</sup> 375; Cu 140; Zn 66; Mo 1,1.

Шахтные воды Октябрьского месторождения (356,6 тыс. м<sup>3</sup>/год), обрабатываемого БГОК, имеют рН 3,5, сухой остаток 3860 мг/дм<sup>3</sup>, концентрацию компонентов (мг/дм<sup>3</sup>): Cu 16; Zn 18; As 53,3; Cd 0,2; Pb 0,04; Se 0,0003; Hg 0,0013; Sr 1,4; Fe 37,5; Br 0,2; B 0,2 [3].

В районе Учалинского месторождения распространены гидрокарбонатные кальциевые, реже натриевые воды с минерализацией 0,65 г/дм<sup>3</sup>, рН 6,4–7,2. Вблизи рудных тел под влиянием окисляющихся сульфидов формируются сульфатные воды с минерализацией 1–3 г/дм<sup>3</sup> и рН 4,0–6,5. В этих водах содержатся в повышенных количествах (мг/дм<sup>3</sup>): Fe<sup>2+</sup> 0,2–200; Fe<sup>3+</sup> 0,2–19,5; Cu 0,01–7,6; Zn 0,4–110; Pb 0,012–0,074; Mo до 0,002; Mn до 0,5. Кислые рудничные воды (рН 3–6), как правило, принадлежат к типу IV (HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>=0), а при более высоких значениях рН — к типу II. Концентрации железа и других металлов в них достигают столь больших величин, что они становятся главными ионами ионно-солевого состава вод. В общем водосборнике Учалинского месторождения воды имеют рН 4,5, сухой остаток 7,2 г/дм<sup>3</sup>, содержание (мг/дм<sup>3</sup>): Cu 32,5; Zn 212; Fe 62,2; Mn 36,96; Cd 0,6; NH<sub>4</sub><sup>+</sup> 10,4. Объем карьерных и шахтных вод Учалинского ГОК составляет 2200–2800 тыс. м<sup>3</sup>/год.

Рудничные воды — надежный источник минерального сырья. Ориентировочная концентрация металлов в рудничном водосбросе оценивается по формуле:  $K = CB/1000$ , где  $K$  — суммарное количество металла в водосбросе, кг/год;  $C$  — концентрация металла в пробе, мг/л;  $B$  — величина водопритока, м<sup>3</sup>/год [5]. По данной зависимости подсчитано, что рудничными водами Сибайского месторождения выносятся (кг/год):  $Cu \times 10^5$ ;  $Zn \times 10^5$ ;  $Fe \times 10^5$ ;  $Pb \times 10^4$ ;  $Hg \times 10$ . В таблице показаны концентрации рудных, рассеянных и редких элементов в карьерной воде серноколчеданного месторождения Куль-Юрт-Тау.

Таблица

**Содержание отдельных микрокомпонентов в воде  
карьерного озера месторождения Куль-Юрт-Тау [2, 6]**

Элемент	Номера проб (по первоисточнику) и содержание элементов, мг/дм <sup>3</sup>								
	R274	274/1	274/2	274/3	274/4	274/5	274/6	274/7	ЭС-50К
Li	0,024	0,0251	0,0247	0,0314	0,034	0,0408	0,0426	0,047	0,03
Sc	0,016	0,016	0,0157	0,0158	0,0147	0,0119	0,0124	0,0122	0,02
Cr	0,014	0,015	0,0127	0,0172	0,0169	0,0281	0,0369	0,038	0,03
Mn	2,05	1,985	2,284	2,265	3,117	3,5	3,726	4,628	1,8
Co	0,18	0,236	0,242	0,59	0,675	0,683	0,708	0,711	0,3
Ni	0,196	0,167	0,195	0,211	0,237	0,232	0,242	0,24	0,09
Cu	2,05	2,267	2,352	2,2	2,178	2,243	2,511	2,479	2,5
Zn	2,36	2,624	2,423	2,318	3,058	3,103	3,188	3,211	2,3
Ga	0,001	0,0011	0,0014	0,0014	0,0014	0,0011	0,0008	0,0009	0,002
Ge	0,0002	0,00022	0,00024	0,0003	0,00027	0,00026	0,00024	0,00029	0,0003
Rb	0,0045	0,0057	0,0062	0,0119	0,0142	0,0142	0,015	0,0147	0,002
Sr	0,81	0,924	0,905	1,122	1,231	1,264	1,26	1,61	0,5
Y	0,041	0,0434	0,0439	0,047	0,0467	0,0484	0,0478	0,049	0,03
Cd	0,01	0,0129	0,0117	0,012	0,0141	0,012	0,0116	0,0128	0,02
Sb	0,00001	0,00001	0,000019	0,000024	0,000027	0,000026	0,000028	0,000027	0,0004
Te	0,0031	0,00328	0,0036	0,00348	0,00349	0,00317	0,00327	0,00288	0,008
Cs	0,0002	0,00016	0,00095	0,00088	0,00094	0,00092	0,00098	0,00115	0,0002
Ba	0,007	0,0065	0,0041	0,0047	0,0053	0,0048	0,0062	0,0057	0,04
La	0,058	0,0547	0,0454	0,0438	0,0433	0,0418	0,0437	0,0456	0,09
Ce	0,124	0,119	0,103	0,106	0,11	0,105	0,102	0,107	0,2
Tl	0,0003	0,0003	0,0009	0,0009	0,0007	0,0008	0,0007	0,0009	0,0003
Pb	0,004	0,0035	0,0109	0,0109	0,0111	0,01	0,0094	0,0096	0,03
Bi	0,002	0,0023	0,0019	0,002	0,0023	0,0024	0,0023	0,0027	0,00003
Th	0,0025	0,0026	0,0015	0,0013	0,0016	0,0016	0,0015	0,0011	0,005
U	0,016	0,0155	0,0124	0,0123	0,0116	0,0112	0,0116	0,0108	0,04

Из таблицы видно, что концентрации рудных элементов достигают миллиграммовых значений, что на порядок и более превышает региональный фон, который составляет (мг/дм<sup>3</sup>):  $Cu$  до 0,02;  $Zn$  до 0,014;  $Pb$  до 0,01;  $Ni$  — 0,012;  $Mn$  — 0,65;  $Sr$  — 0,9;  $Cd$  — 0,0002 [1]. Также, достаточно высоки концентрации редких, редкоземельных и радиоактивных элементов, что объясняется накоплением данных компонентов в условиях высокой активности процессов техногенеза. Необходимо отметить, что минерализация карьерных и шахтных вод намного ниже, чем минерализация подотвальных вод, но объемы рудничного водоотлива на порядки больше и стабильнее подотвальных стоков.

Таким образом, карьерные и шахтные воды, наряду с другими объектами природно-технической системы горнорудных районов Южного Урала, представляют собой образования с высокой степенью экологического риска. В то же время они представляют собой достаточно перспективный вид минерального сырья, что вызывает необходимость их изучения.

**Литература:**

1. Абдрахманов Р.Ф., Чалов Ю.Н., Абдрахманова Е.Р. Пресные подземные воды Башкортостана. – Уфа: Информреклама, 2007. – 184 с.
2. Ахметов Р.М. Геоэкологические проблемы района месторождения Куль-Юрт-Тау // Известия вузов. Горный журнал. – 2010. – № 3. – С. 47–51.
3. Зайнуллин Х.Н., Абдрахманов Р.Ф., Ибатуллин У.Г. и др. Обращение с отходами производства и потребления. – Уфа: Диалог, 2005. – 292 с.
4. Мустафин С.К., Абдрахманов Р.Ф., Ахметов Р.М. Техногенная трансформация геологической среды районов деятельности предприятий горнодобывающей промышленности Республики Башкортостан // Техногенная трансформация геологической среды / Матер. Междун. научно-практ. конф. – Екатеринбург, 2002. – С. 153–156.
5. Табаксблат Л.С. Гидрогеохимия микроэлементов минеральных месторождений Урала: Автореф. дис... д-ра геол.-мин. наук. – Тюмень, 1999. – 47 с.
6. Удачин В.Н., Аминов П.Г., Дерягин В.В. Химический состав терригенных вод в карьерных озерах Башкортостана // Башкирский химический журнал. – 2008. – Т. 15, № 4. – С. 64–69.
7. Черняев А.М., Черняева Л.Е. Очерки по гидрохимии подземных вод (Южный Урал и Зауралье). – Свердловск: Средне-Уральское кн. изд., 1973. – 196 с. – (Тр. Уральского исследовательского ин-та; Вып. 2).

## **ПЛАНКТОННЫЕ ВОДОРОСЛИ И ЦИАНОПРОКАРИОТЫ В РАЙОНЕ ПОСТУПЛЕНИЯ СТОЧНЫХ ВОД МУНИЦИПАЛЬНОГО УНИТАРНОГО ПРЕДПРИЯТИЯ «НЕФТЕКАМСКВОДОКАНАЛ»**

*Я.И. Баймиева*

*Башкирский государственный университет, кафедра ботаники, г. Уфа;*

*E-mail: yana.baimieva@yandex.ru*

Планктонные водоросли и цианопрокариоты рек активно изучаются и используются при оценке экологического состояния различных водных объектов. На территории Республики Башкортостан был подробно изучен автотрофный планктон рек Белая и Уфа в районах городов. В период с 1998 по 2010 гг. была обследована территория городов Стерлитамака и Ишимбая [3].

Река Кама подвергается интенсивному антропогенному загрязнению. На территории г. Нефтекамска находятся предприятия автомобильной, машиностроительной, нефтеперерабатывающей и строительной отраслей промышленного производства, а также пищевой промышленности. В Каму на территории г. Нефтекамск сбрасывается ежегодно 2,0 тыс. т загрязняющих веществ [2].

Целью нашего исследования явилось выявление степени воздействия сточных вод Нефтекамскводоканала на сообщества автотрофного планктона р. Камы.

Нефтекамск расположен на северо-западе республики, в 220 км от Уфы, вблизи реки Камы. По численности и производству промышленной продукции Нефтекамск — четвертый город Башкортостана после Уфы, Стерлитамака и Салавата. Город занимает территорию 147,25 км<sup>2</sup>. В городе проживают около 129,7 тыс. жителей. Нефтекамск находится в северо-лесостепной подзоне умеренного пояса [4]. Климат умеренно континентальный, достаточно влажный, лето теплое, зима умеренно холодная и продолжительная. Средняя температура января –14,3 °С, июля +18,7 °С, максимальная +42,3 °С. Среднегодовая температура воздуха +3,2 °С. Среднее количество осадков — 500–550 мм.

Отбор проб из реки Кама осуществлялся выше и ниже сброса сточных вод Муниципального унитарного предприятия «Нефтекамскводоканал» (МУП НВК) в апреле, мае, июле и августе 2011 г. Каждый месяц было отобрано по 2 пробы: выше сброса и ниже сброса. Пробы для выявления фитопланктона были отобраны сотрудниками лабораторией РАЦККВ г. Уфы. Анализ проб проводился на базе лаборатории альгологии БашГУ. Методика сбора и обработки материала соответствовала общепринятым подходам в изучении водорослей [1].

За весь период исследования было обнаружено 38 видов водорослей и цианопрокариот. В апреле доминировали диатомовые водоросли. Выявлено: 1 вид цианопрокариот (*Dactylococcopsis acicularis*) и 31 вид из Bacillariophyta. Наибольшая численность была у *Achnanthes minutissima*, *Cyclotella comta*, *Melosira binderene*. Наименьшая у *Amphora* sp., *Navicula ajajensis*, *Pinnularia microstauron* var. *ambigua*, *Pinnularia divergens* var. *elliptica*, *Navicula ludloviana*.

В апреле после поступления сточных вод произошло уменьшение численности *Melosira binderene* и *Cyclotella comta*.

В мае появляются 3 вида зеленых водорослей: *Scenedesmus quadricauda*, *Scenedesmus bijugatus*, *Stichococcus fragilis*. Среди диатомовых появились новые виды с небольшой численностью *Synedra acus*, *Amphora obtusa*, *Nitzschia holsatica*. Количественно преобладали *Cyclotella comta*, *Melosira binderaene*, *Synedra ulna*. Резко возросла численность *Asterionella formosa*, сократилась — *Achnanthes minutissima*. Только выше сброса сточных вод часто встречался *Scenedesmus bijugatus*, а в сбросе и ниже сброса появилась *Navicula viridula*. Также были выделены виды, которые отсутствовали в пробе в апреле.

В июне происходило резкое уменьшение видового разнообразия и численности. В пробах присутствовали: из зеленых водорослей 1 вид (*Scenedesmus quadricauda*); из диатомовых — 6 видов. Цианопрокариоты отсутствовали. Новые виды не отмечены. Количественно преобладали *Melosira binderene*, резко сократилась численность *Achnanthes minutissima* и *Nitzschia recta*.

В результате анализа изменения видового состава в зависимости от места отбора проб за весь период исследования не было выявлено видов, которые в апреле, мае и июне характеризовали поступление сточных вод. Выявлены сквозные виды: *Cyclotella comta*, *Melosira binderene*, *Achnanthes minutissima*, *Gyrosigma obscurum*, *Nitzschia recta*.

Изучение систематической структуры автотрофного планктона (табл. 1) показывает постепенное уменьшение видового разнообразия с апреля по июнь — июль. В августе не было выявлено ни одного вида планктонных водорослей.

Таблица 1

### Изменение видового разнообразия планктонных водорослей и цианопрокариот р. Камы

Названия отделов	Апрель	Май	Июнь — июль
Цианопрокариоты	1	1	—
Bacillariophyta	31	20	6
Chlorophyta	—	3	1
Всего	32	24	7

Наибольшая численность автотрофного планктона (табл. 2) отмечалась в мае за счет интенсивного развития диатомовых водорослей. Большой численности достигали *Melosira binderene*, *Asterionella formosa*.

Таблица 2

### Изменение численности планктонных водорослей и цианопрокариот р. Камы (тыс. кл/л)

Названия отделов	Апрель	Май	Июнь — июль
Цианопрокариоты	6	48	—
Bacillariophyta	1350	1674	90
Chlorophyta	0	96	6
Всего	1356	1818	96

Таким образом, за период нашего исследования было выявлено 38 видов водорослей и цианопрокариот, из них: Цианопрокариоты — 1, Chlorophyta — 3, Bacillariophyta — 34. Выявлены сквозные

виды: *Cyclotella comta*, *Melosira binderene*, *Achnanthes minutissima*, *Gyrosigma obscurum*, *Nitzschia recta*. Показано постепенное уменьшение видового разнообразия с апреля по июнь – июль.

#### Литература:

1. Водоросли: Справочник / С.П. Вассер, Н.В. Кондратьева, Н.П. Масюк и др. – Киев: Наукова думка, 1989. – 608 с.
2. Государственный доклад Министерства экологии и природных ресурсов республики Башкортостан «О состоянии природных ресурсов и окружающей среды». – Уфа, 2009. – 150 с.
3. Шкундина Ф.Б., Никитина О.А., Захарова Е.А., Гуламанова Г.А. Цианобактериальноводорослевые ценозы городов лесостепной зоны Республики Башкортостан (состав, структура, использование в мониторинге). – Уфа: РИЦ БашГУ, 2010. – 160 с.
4. Япаров Н.М. Атлас Республики Башкортостан. – Уфа, 2006. – 420 с.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РИСКИ УФИМСКОГО ПОЛУОСТРОВА

*В.И. Барышников*

*Башкирский государственный университет, г. Уфа*

В связи с активным градостроительным освоением Уфимского полуострова остро встал вопрос долговременной сохранности возводимых сооружений. По всему городу идет плотная и многоэтажная застройка жилых, общественных и культурных объектов в дополнение к уже существующим промышленным, сопровождаясь расширением транспортных, подземных и иных коммуникаций. В связи с этим геологическая оболочка полуострова испытывает все возрастающую нагрузку, приводящую к ослаблению ее несущей способности. На это указывают многочисленные фактические примеры из разных частей города. Здесь мы показываем геологические факторы (не говоря о техногенных), влияющие на разуплотненность и неустойчивость литогенного массива полуострова.

Еще в 1770 г. академик П.С. Паллас отмечал, что район г. Уфы «...*Есть место худо выстроенное и не мало уже в упалость пришедшее, коего положение дурнее избрано быть не могло... Вешнии воды вырыли в высоком и крутом берегу реки Белая глубокие, большие или меньшие распространившиеся овраги, которые за несколько лет перед сим немаловажным землепадением еще увеличились; и повсечасно размножаются ...*» [4].

В 1897 г. геолог Ф.Н. Чернышев предупреждал в связи со строительством железной дороги об опасности «...*Вследствие обильного нахождения гипсов в развитой здесь нижней красноцветной пермской толще. Выщелачивание гипсов вызывает образование провалов, крайне опасных для пути и почти не устранимых. Выбор этого направления пути является результатом игнорирования со стороны строителей геологических исследований, проведенных в этой местности еще в 1882 году С. Никитиным*» [8].

Долгое время (с XVII в.), вплоть до настоящего, карстовый фактор считался основной негативной причиной разуплотнения и неустойчивости литогенного массива полуострова. Практически игнорировалась причина, связанная с тектоникой. Считалось, что медленно и долговременно действующие движения земной коры не имеют существенного влияния на состояние полуострова. В лучшем случае коротко говорилось о периодах и циклах региональной тектоники, вовлекшей в движение место расположения Уфимского полуострова. Отмечалось, что район полуострова в неоген-четвертичный период испытывает вертикальные колебательные движения. По результатам исследований, проведенных ГГИ БФАН СССР, Уфимский полуостров отнесен к участку их наиболее интенсивных проявлений [2]. Суммарное воздымание новейших поднятий участка составило до 200 м [5].

Данные высокоточного нивелирования 1947 г. показали воздымание в 1,5–2,0 мм/год. Повторная съемка через 50 лет отметила проседание поверхности полуострова на те же 1,5–2,0 мм/год [7].

Геологические риски полуострова стали активно проявлять себя с началом массовой плотной и высотной застройки полуострова. За период с конца девятнадцатого века и до настоящего времени Уфа из преимущественно деревянного, одно-двухэтажного города с внутригородскими лесными массивами превратилась в каменный мегаполис с десяти-двадцатиэтажной застройкой. Деревянные и малоэтажные постройки не требовали глубоких котлованов под фундамент и коренное основание почти не вскрывалось. Долгое время считалось, что залегание пород полуострова пластовое, слабо нарушенное, и только по периметру полуострова существуют трещины бортового отпора. Масштабные вскрышные работы под высотные здания обнажили гипсоносные толщи и открыли причину, спровоцировавшую высокую активность процессов карстования — систему тектонического дробления полуострова.

Первые сведения о наличии локальной тектоники, влияющей на целостность массива полуострова, появились в середине прошлого века. В 40-х годах уфимский геолог О.И. Ожиганова, по данным бурения, предположила под долиной р. Сутолока наличие нарушения грабенообразного типа в иреньском горизонте кунгура.

Источником информации, раскрывающей внутреннюю тектонику полуострова, стали материалы космической фотосъемки, дополненные полевыми наблюдениями с наземной фотосъемкой. Структурно-геоморфологический анализ рельефа полуострова по материалам космофотосъемки выявил сетку блокового дробления полуострова (рис.).

Полевые наблюдения с наземной фотосъемкой подтвердили современную активность тектоники полуострова. Полученные данные позволили выявить участки и зоны пликативной, разрывной, трещинной тектоники. В открытом, естественно обнаженном, виде часть форм наблюдается по всему периметру полуострова — от склонов правобережья р. Белой до правобережных бортовых склонов долины р. Уфы. Основным структурным элементом склонов являются блоки отседания, отделенные от склонов сбросами, прерывисто прослеживающимися параллельно склонам. Сами блоки разбиты более мелкими сбросами, что придает склонам ступенчатый, террасоподобный облик. Блоки разделены между собой глубоко проникающими в коренной массив полуострова тектоническими трещинами, разработанными эрозионными процессами до размеров мелких долин. Практически все трещины по днищу и бортам заполнены рыхлым делювиально-пролювиальным субстратом — смесью глинистого, песчаного и мелко-среднеобломочного материала. Наиболее крупные тектонические формы внутри массива освоены некрупными речками и ручьями (рр. Шугуровка и Сутолока), долины которых в настоящее время определяются как эрозионно-аккумулятивные, вложенные в древнее грабенообразное ложе кунгурских горизонтов. Не фиксируемые ранее мелкие формы тектонических дислокаций внутри массива (бурение практически не улавливало их) наглядно проявились в обнажениях котлованов. Стало большим откровением их широкое типовое разнообразие: от слабо деформированных горизонтально залегающих пластов терригенно-карбонатных гипсоносных пачек пород шешминского горизонта, зафиксировавших частые колебания уровня пермского моря, до пликативных и разрывных нарушений, дислоцировавших пластовое залегание пермских, палеогеновых, неогеновых и четвертичных горизонтов, пачек, прослоев в олигоцен-четвертичный период. Пликативные образования выявляются и в шешминском горизонте перми, и в нелитифицированной толще неоген-четвертичного субстрата — в виде малоамплитудных складок антиклинального типа. Разрывные нарушения представлены широким, до 24-х морфологических типов, диапазоном дробления пермских и палеоген-неогеновых толщ, слабо проявляясь в четвертичном субстрате. Выделяются: взбросо-сбросы; взбросо-надвиги; гипсовые будины; трещины бортового отпора; залеченные трещины; мелкие проседания грабенообразного типа; мелкие горстоподобные структуры; внутрипластовые разрывы; внутрискладчатые разрывы; палеоканалы ранее существовавших перетоков в карстующихся пачках, ныне сухие и заполненные обломочным материалом, и др. формы. Неожиданным стало появление признаков горизонтальных течений кровельных пластов шешминского горизонта уфимского яруса. Движения проявились двояко: в виде лежащих складок, внедрившихся или в толщу неоген-четвертичного субстрата, или в гипсово-доломитовую пачку уфимского яруса, и в виде встречного



падения шешминского и соликамского горизонтов. Подобные признаки, возможно впервые, обнаружены в разных частях полуострова и требуют изучения механизма образования.

Еще одним тектоническим фактором, принимающим участие в перестройке структурных планов полуострова, являются землетрясения. По данным [1], вокруг полуострова зафиксировано несколько очагов местных тектонических землетрясений малой бальности, приуроченных к тектоническим швам, с сейсмичностью 2–3 нм [3]. Многолетняя разработка нефтяных месторождений вокруг полуострова и высокая нагрузка городской жилищно-промышленной инфраструктуры увеличили напряженность массива полуострова, что привело к появлению техногенных землетрясений.

Основываясь на вышеприведенных деструктивных процессах полуострова, напрашивается вывод: действие парагенетического ряда тектонических факторов привело к разделению массива на блоки и распаду единого поля напряжения. Блоки приобрели дифференцированную плотность и различную степень дробления. Как следствие, это привело к широкому развитию системы каналов перетока подземных вод и процессов карстования, сопровождавших каждую фазу тектогенеза. В районе местечка «Воронки» находится давно известная складка, образовавшаяся в результате гравитационного проседания пластовых гипсов в сухой палеокарстовый канал перетока подземных вод соликамского (?) горизонта. Подобные каналы выявляются и в шешминских пестроцветах уфимского яруса. Результатом колебательных движений стало нарушение равновесия в залегании хемогенных толщ, слагающих «Уфимский полуостров». Формы так называемой атектоники фиксируются по всему полуострову. В блоковых обнажениях южного склона полуострова открылись небольшие по размерам гипсовые диапиры, разрывающие облекающие их напластования.

В сороковых-пятидесятых годах прошлого века население города составляло около 300 тыс. человек [6]. В настоящее время — это город-миллионник. Резко, более чем в три раза, возросли нагрузки, связанные с антропогенным и техногенным освоением полуострова, также ослабляющие несущую способность его литогенного массива.

Становится очевидным: **геологическая площадка города исчерпала свои несущие возможности.**

### Литература:

1. Андреев С.С. О сейсмической характеристике Русской платформы // Изв. АН СССР, серия геофиз. — 1956. — № 12.
2. Журенко Ю.Е. Основные итоги изучения голоценовых и современных тектонических движений Западной Башкирии // Труды Уфимского совещания по геоморфологии и неотектонике Волго-Уральской области и Южного Урала. — Уфа: ГГИ БФАН СССР, 1960. — С. 245–256.
3. Казанцев Ю.В. Первая сейсмическая карта Башкортостана // Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов. — Уфа: АН РБ, 2007. — С. 3–12.
4. Паллас П.С. Путешествие по разным местам Российского государства. — Ч. 1–2. — СПб., 1773–1786.
5. Рождественский А.П. Новейшая тектоника и развитие рельефа Южного Приуралья. — М.: Наука, 1971. — 303 с.
6. Тахаев Х.Я. Население // Башкирия. — М.: ГИГЛ, 1950. — С. 111–139.
7. Турикешев Г.Т.-Г., Данукалова Г.А. О современных движениях земной коры и их связи с хозяйственной деятельностью человека в пределах Южного Предуралья // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Матер. VII Межрегион. НПК. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. — С. 105–107.
8. Чернышев Ф.Н. Записка о прилегающих к Уфе участках Самаро-Златоустовской железной дороги // Изв.Общ. горн. Инж. — 1897. — № 1. — С. 15–17.

## ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ, СВЯЗАННЫЕ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ВОДНЫХ РЕСУРСОВ, НА ПРИМЕРЕ РЕКИ НУГУШ

Д.Ю. Васильев<sup>1</sup>, А.Н. Чувывров<sup>2</sup>

<sup>1</sup> ФГБОУ ВПО Башкирский государственный аграрный университет, Уфа

<sup>2</sup> ФГБОУ ВПО Башкирский государственный университет, Уфа

Основные экологические проблемы, возникающие и развивающиеся на реке Нугуш, связаны с постройкой в 1967 г. водохранилища, расположенного в среднем ее течении. Основой для изучения послужили данные наблюдений стока по двум гидрологическим постам: д. Новосаитово (исток реки Нугуш) и пос. Андреевский (нижний бьеф водохранилища). В качестве основного метода исследования был использован вейвлет-анализ [1]. Период наблюдений на ГП д. Новосаитово составил 62 года (1937–1999 гг.), а в пос. Андреевский — 28 лет (1971–1999 гг.).

Используя методику, предложенную в [2], были выявлены следующие периоды в колебаниях стока р. Нугуш: от 2 до 4 лет, от 8 до 12 лет и 20–22 года (только на ГП в д. Новосаитово) (рис. 1, 2). Отсутствие 20-летних циклов в колебаниях стока на ГП пос. Андреевский, по мнению авторов, может объясняться малой продолжительностью ряда наблюдений. Выявленная высокочастотная составляющая исходного сигнала и отсутствие строгой временной периодичности предположительно могут быть связаны со строительством водохранилища, что находит подтверждение на локальном и глобальном спектрах.

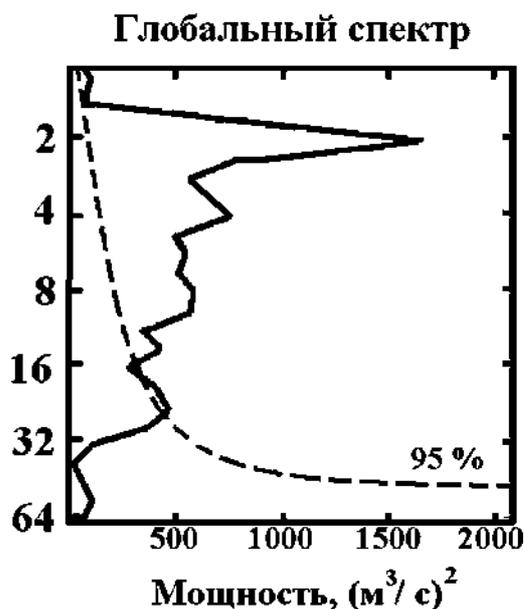


Рис. 1. Вейвлет-спектры среднегодовых значений стока по наблюдениям на ГП д. Новосаитово. Штрих-пунктирной линией показан 95% порог обнаружения

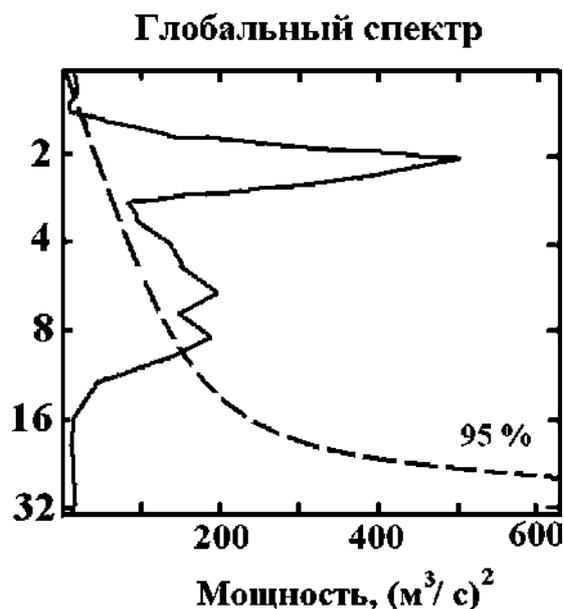


Рис. 2. Вейвлет-спектры среднегодовых значений стока по наблюдениям на ГП пос. Андреевский. Штрих-пунктирной линией показан 95% порог обнаружения

### Литература:

1. Астафьева Н.М. Вейвлет-анализ: основы теории и примеры применения // Успехи физических наук. — 1996. — Т. 166, № 11. — С. 1145–1170.
2. Torrence С., Compo G.P. A practical guide to wavelet analysis // Bulletin of American Meteorological Society. — 1998. — V. 79, No. J1. — P. 61–78.

## АСПЕКТЫ РАЗРАБОТКИ ЯР-БИШКАДАКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАМЕННОЙ СОЛИ В ЧЕРТЕ НАСЕЛЕННОГО ПУНКТА С РАЗВИТОЙ ИНФРАСТРУКТУРОЙ

*Ю.А. Иванов, А.А. Панов, У.Р. Кинзягулов, А.К. Шарипов, О.В. Подрядов*

*ОАО «Сода», г. Стерлитамак*

Открытое акционерное общество «Сода» является одним из крупнейших производителей кальцинированной и пищевой соды в мире. Каменная соль Яр-Бишкадакского месторождения является основным сырьем для получения хлоридно-натриевых рассолов и используется в производстве пищевой и кальцинированной соды, а также многих других химических продуктов, производимых предприятиями химической промышленности Башкортостана и России.

Рассолопромысел является горно-добывающим участком ОАО «Сода» по добыче хлор-натриевых рассолов. Технология добычи каменной соли осуществляется путем подземного растворения каменной соли водой, закачиваемой в рассолодобывающие скважины и извлечением на поверхность рассолов с концентрацией NaCl не менее 306 г/л.

Географически Яр-Бишкадакское месторождение каменной соли расположено в черте населенного пункта г. Ишимбай, на правом берегу р. Белая. Река Белая разделяет Яр-Бишкадакское месторождение на правобережные и левобережные участки. Промышленная разработка ведется на правобережной части. Площадь горного отвода рассолопромысла — 230 га. В связи с таким расположением рассолопромысла, за время эксплуатации месторождения вокруг него были построены и эксплуатируются смежные предприятия и инфраструктура города Ишимбай.

С южной стороны площадка рассолопромысла ограничена жилыми постройками города Ишимбай, производственными подразделениями предприятия ООО «Газпромтрансгаз Уфа». С запада площадка рассолопромысла ограничена садово-огородными участками жителей города Ишимбай и пахотными землями сельскохозяйственного назначения, а также промышленным предприятием ОАО «Подземнефтегаз» и руслом реки Белая [1]. С северной части — ограничена жилыми застройками деревни Яр-Бишкадак. С восточной стороны — ограничена элементами инфраструктуры города Ишимбай, проходящими через площадку рассолопромысла: автодорогой Ишимбай – Стерлитамак, автодорогой Ишимбай – село Петровск, ЛЭП 110 кВ, газопроводами различного назначения, подземными кабелями связи, трубопроводами водоснабжения и канализации.

ОАО «Подземнефтегаз» — производственное предприятие, осуществляющее прием, выборку, хранение жидких нефтепродуктов в подземных камерах – емкостях, специально размытых в пластах каменной соли.

ООО «Газпром трансгаз Уфа» — линейный участок производственного предприятия, осуществляющий эксплуатацию магистрального газопровода «Магнитогорск – Шкапово», проходящего по южной части площадки рассолопромысла [2].

Наличие смежных предприятий и развитой инфраструктуры города накладывает определенные требования к эксплуатации месторождения. Такие требования при эксплуатации месторождения определены Российским законодательством и локальными нормативными документами — это ведение горно-добычных работ согласно техническому проекту разработки месторождения, включающее рациональное использование и охрану недр, ведение мониторинга и предотвращение вредного влияния горных работ на производственные, гражданские объекты и сооружения, на окружающую среду.

Одно из важных мероприятий по оценке влияния горных работ, рациональному использованию и охране недр на рассолопромысле — это внедрение инструментального контроля за проектными параметрами размыва подземных камер растворения с использованием скважинного звуколокационного профилографа. Звуколокационный профилограф измеряет фактические размеры растворенной полости камеры, позволяет контролировать извлечение из недр запасов основных и совместно с ними залегающих полезных ископаемых и попутных компонентов, недопущение сверхнормативных потерь полезного ископаемого.

Для выявления возможных подвижек земной поверхности над подземными камерами, предназначенными для добычи каменной соли и хранения нефтепродуктов (ОАО «Подземнефтегаз»), изучения характера и величин подвижек земной поверхности при эксплуатации подземных камер, заложена маркшейдерская наблюдательная станция (МНС). МНС представляет собою площадочную сеть более 500 грунтовых реперов. Начало первых наблюдений МНС — 1956 год. За более чем 50-летний период наблюдений скорость оседания была ниже установленных требований (менее 10 мм в год). Особый контроль ведется за оседанием земной поверхности в районе прокладки газопровода «Магнитогорск — Шкапово».

Другой вид мониторинга — мониторинг водных объектов и подземных вод на площадке и вокруг размещения рассолопромысла. Цель мониторинга — контроль состояния, химического состава естественных и подземных вод, обнаружение и принятие мер по устранению источников засоления. Для контроля за подземными водами на площадке рассолопромысла создана сеть наблюдательных скважин. Такое же наблюдение ведется за состоянием и качеством естественных водотоков.

Для объектов инфраструктуры г. Ишимбай, проходящих через площадку рассолопромысла, установлены защитные и охранные зоны. В договорах аренды земельного участка площадки рассолопромысла данные охранные участки выделены или на них оформлены сервитуты. Выполнен проект санитарно-защитной зоны рассолопромысла. Со смежными предприятиями определены условия совместной производственной деятельности на участках ведения совместных работ, оформленные положениями о взаимоотношениях.

За более чем 60-летний период эксплуатации месторождения участок горного отвода рассолопромысла полностью разбурен рассолодобывающими скважинами, часть которых уже завершила отработку запасов соли. На перспективу остро возникает вопрос расширения существующей площадки рассолопромысла для размещения добычных скважин. Жилые застройки, производственные предприятия, действующие коммуникации и сети ограничивают расширение площади рассолодобычи.

Как нам видится, единственное направление для расширения площадки — восточное, занятое садово-дачными участками и пахотными землями. Под указанными объектами находится часть разведанных запасов Яр-Бишкадакского месторождения, по промышленным категориям  $C_1$  и  $C_2$ , общей площадью 135 га и не охваченных действующим лицензионным участком.

С целью сокращения потерь энергетических ресурсов, повышения производительности труда, улучшения контроля за технологическими потоками планируется разработка и внедрение автоматизированной системы управления технологическими процессами, предназначенной для управления технологическим процессом добычи и перекачки сырого рассола. Применение современного материала (труб из полиэтилена низкого давления) для прокладки рассолопроводов также позволит значительно увеличить срок эксплуатации рассолопроводов, снизить потребление энергетических ресурсов, уменьшить расходные нормы на содержание и эксплуатацию трубопроводов.

Для рационального использования рассола и выпуска высококачественной продукции на ОАО «Сода» внедряются новые технические решения:

- постадийная очистка сырого рассола (двухступенчатая) от трудно осаждаемого гидроксида магния  $Mg(OH)_2$ ;
- АСУТП рассолопромысла (равномерное выбирание рассола по скважинам с поддержанием стабильного содержания магния в общем потоке рассола);
- АСУТП содового производства.

Специалистами стерлитамакской «Со́ды» прорабатываются новые технические решения по снижению негативного воздействия производства на окружающую среду. Проводится мониторинг новейших разработок, направленных на совершенствование технологических процессов добычи каменной соли.

В настоящее время по инициативе инженерного состава ОАО «Сода» и проектных институтов на рассолопромысле применяется передовая отечественная высокопроизводительная технологическая система, позволяющая успешно и безопасно выполнять горно-технологическую программу эксплуатации скважин рассолопромысла с учетом взаимодействия с прилегающими промышленными и гражданскими объектами.

**Литература:**

1. Положение о взаимоотношениях между цехом Рассолопромысел ОАО «Сода» и ОАО «Подземнефтегаз» при эксплуатации, проведении аварийно-восстановительных работ, реконструкции, капитальном ремонте трубопроводов и сооружений цеха Рассолопромысел и ОАО «Подземнефтегаз», находящихся в одном техническом коридоре. — Стерлитамак, 2010.

2. Положение о взаимоотношениях между Стерлитамакским ЛПУМГ ООО Газпром трансгаз Уфа» и ОАО «Сода» при эксплуатации, проведении аварийно-восстановительных работ, реконструкции, капитальном ремонте газопроводов ООО «Газпром трансгаз Уфа» и сооружений ОАО «Сода», находящихся в одном техническом коридоре. — Стерлитамак, 2010.

## К ПРОБЛЕМЕ ЗАГРЯЗНЕНИЯ КАНТЮКОВСКИХ РОДНИКОВ

*П.В. Казаков*

*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа*

Территория левобережной части долины р. Белой к северу от г. Салават на протяжении многих десятилетий находится в зоне воздействия нефтехимических производств по переработке углеводородного сырья, хранению и транспортировке его продуктов.

В 2011 г. Башкирской природоохранной межрайонной прокуратурой по Республике Башкортостан автор настоящей статьи был привлечен в качестве эксперта Управления Росприроднадзора по Республике Башкортостан для установления источников загрязнения Кантюковских родников легкими нефтепродуктами (ЛНП) по геолого-геоморфологическим данным.

На первом этапе было проведено полевое обследование участка выхода родников севернее д. Кантюковка. Проведен сбор и обобщение архивных материалов по инженерно-геологическим и гидрогеологическим изысканиям (более 20 отчетов) на промплощадках ОАО «СНОС» А, Б, В, Д, Г, Е, установок К-1 и К-2 основного производства, участков «Мазутных ям», «Пропарочной» ст. Аллагуват. Наиболее ценный материал получен по отчету о гидрогеологических изысканиях (часть 1) и режимных наблюдениях (часть 2) ЗапУралТИСИЗ: «Санитарно-защитная зона очистных сооружений ПО «Салаватнефтеоргсинтез» (М.Г. Газизова, Ю.Н. Денисенко, 1990–1991 гг.).

Рекогносцировочным обследованием левобережья долины р. Белой в 1,4 км к северу от д. Кантюковка установлена принадлежность выходов родников с ЛНП к базальному мелковалунно-мелкогалечно-гравийному горизонту III надпойменной террасы (НТ), залегающему на водоупорных глинах на уровне абсолютной отметки 140 м, на протяжении 800 м на север с постепенным снижением дебита родников и выхода ЛНП в этом направлении.

По геолого-геоморфологическим данным рекомендовано бурение поисковых скважин первой очереди, определены возможные источники загрязнения ЛНП водоносного горизонта III НТ в районе Кантюковских родников.

**Геоморфологические условия.** В геоморфологическом отношении площадь исследований относится к левобережью долины р. Белая, представленной III надпойменной низкоцокольной террасой и I и II аккумулятивными террасами, причем II НТ почти повсеместно размыва и представлена отдельными останцами в пределах переходных участков между III и I НТ.

Наиболее высокая из выделенных, III НТ, из-за перекрытия чехлом делювиальных суглинков нечетко выражена в современном рельефе, наклонена под углом 3–7% в сторону русла р. Белой. Абсолютные отметки поверхности террасы колеблются от 158 до 177 м, высота ее над урезом воды р. Белой колеблется от 23 до 42 м. Ширина террасы достигает 2,5 км в районе основных производств ОАО «Газпром нефтехим Салават», сужаясь до 1,5 км у ст. Аллагуват. При этом наблюдается заметный уклон как самой поверхности III НТ, так и поверхности ее цоколя, представленного водоупорными плиоценовыми ( $N_2ak$ ) глинами, в север-северо-восточном направлении к ж/д ст. Аллагуват.

Большую часть левобережья долины р. Белой занимает I НТ с высотой уступа 4–5 м. Ширина террасы достигает 7–7,5 км. Абсолютные отметки поверхности террасы из-за частой переменяемости островных приподнятых участков с заболоченными участками и открытыми старицами колеблются от 136,0 м до 140,0 м.

Тыловой шов I террасы в 1,4 км севернее д. Кантюковки, в районе выхода родников, четко выражен (с понижением до абсолютной отметки 137 м), заболочен, в 1,3 км севернее выходов родников переходит в старицу (оз. Кайынкуль). На этом отрезке долины р. Белой за счет боковой эрозии и врезания в отложения низкококольной III НТ образовалась так называемая «врезанная меандра» со вскрытием в 8–12-метровом уступе разреза аллювиальных отложений III НТ, из базального горизонта которой наблюдается разгрузка подземных вод в виде Кантюковских родников.

**Геологическое строение.** В геологическом строении площади Кантюковских родников принимают участие четвертичные (неоплейстоценовые), неогеновые (плиоценовые) и пермские образования.

Неоплейстоценовые отложения слагают I НТ и III НТ р. Белой. С поверхности залегает современный почвенный горизонт мощностью 0,4–1,2 м.

Аллювий I НТ представлен верхнеоплейстоценовыми суглинками мощностью 0,3–7,9 м, линзами песка мощностью 0,5–4,5 м и гравии-галечников мощностью 2,3–9,6 м. Общая мощность отложений изменяется от 5,5 до 13,0 м.

Аллювий III НТ по скважинам представлен среднеоплейстоценовыми суглинками, песками, и гравийными отложениями. Верхняя часть III НТ сложена перигляциальными суглинками мощностью 9,2–22,0 м, в нижней части — песками, гравийниками общей мощностью 4,0–14,0 м. Пески разнозернистые залегают в виде линз в верхней части песчано-гравийной толщи мощностью 1,0–7,8 м, либо полностью их замещают на отдельных участках мощностью 9–10 м. Общая мощность отложений III НТ составляет 17,0–31,5 м.

При обследовании Кантюковских родников в береговом обрыве наблюдается следующий разрез III НТ:

0,0–0,5 м. Почвенно-растительный слой .....	0,5 м
0,5–4,0 м. Мелкогалечно (20%)-гравийные (40%) отложения полимиктового состава с преобладанием кварц-кварцит-кремнистых разностей. Окатанность галечного материала от средней (3 балла) до хорошей (4 балла). Заполнитель — песок разнозернистый, слабоглинистый светло-коричневого цвета. В верхней части слоя наблюдается глинистый прослой мощностью 5–7 см.....	3,5 м
4,0–4,5 м. Мелковалунно (10%)-мелкогалечные (60%) отложения с песчано-гравийным слабоглинистым заполнителем коричневого цвета. Состав гальки и валунов преимущественно кварц-кварцит-кремнистый, окатанность хорошая (4 балла).....	0,5 м

В основании базального слоя наблюдаются выходы родников с резким запахом нефтепродуктов, которые стекают по уступу высотой 3,7 м, представленному глинами пластичными коричневыми, предположительно плиоценовыми, достигая притылового заболоченного понижения I НТ.

Аллювиальные отложения III НТ и I НТ долины р. Белой подстилаются плиоценовыми и пермскими отложениями. Плиоценовые отложения представлены акчагыльскими глинами, плотными, тугопластичными, полутвердой и твердой консистенции, с линзами песка. Пермские отложения представлены выветрелыми до щебнисто-глинистого состояния аргиллитами, алевролитами, песчаниками красно-коричневого цвета. Плиоценовые и пермские отложения являются водоупором для водоносных горизонтов I НТ и III НТ.

**Гидрогеологические условия III НТ и источники загрязнения подземных вод.** На площади развития комплекса левобережной III НТ р. Белой расположено нефтехимическое производство, действующее с середины 50-х годов. По материалам отчета о гидрогеологических изысканий ЗапУралГИСИЗ (М.Г. Газизова, 1990), «...Наличие мокрых технологических процессов и густой сети продуктопроводов привело к нарушению гидрогеологической обстановки застроенной территории, что выразилось в загрязнении подземных вод нефтепродуктами, в повышении уровня подземных вод и образовании линз нефтепродуктов на поверхности водоносного горизонта...».

Далее, по материалам этого отчета, по застроенности территории и характеру нарушения гидрогеологической обстановки в условиях III НТ выделяются два района:

А. *Северный район*, частично занятый отдельными промплощадками для складирования продуктов нефтехимического производства, где нарушение гидрогеологической обстановки выразилось в загрязнении подземных вод нефтепродуктами с незначительным повышением уровня на отдельных площадках.

Б. *Южный район*, полностью застроенный действующим нефтехимическим производством, где нарушение гидрогеологической обстановки выразилось в повсеместном повышении уровня подземных вод за счет образования линз нефтепродуктов в верхней части водоносного горизонта.

В северном районе участка распространения III НТ подземные воды вскрыты на глубине 4,2–20,0 м, что соответствует абсолютным отметкам 144–162 м. Водовмещающими являются песчаные и гравийные отложения. На площадке «Г» и в районе «Мазутных ям» обводнена нижняя часть суглинков.

В южном районе участка III НТ подземные воды вскрыты на глубине 10–22 м и обладают местным напором. Появление местного напора объясняется существованием на поверхности водоносного горизонта линз нефтепродуктов различной мощности. При вскрытии водоносного горизонта скважинами подземные воды выталкивают плавающий нефтепродукт в скважину. В зависимости от мощности линз в скважинах отмечен столб нефтепродуктов мощностью от 2 до 6 м. Мощность линз нефтепродуктов может зависеть как от интенсивности и продолжительности утечек, так и от мощности, физических и фильтрационных свойств толщи суглинков, перекрывающих водоносный горизонт. Коэффициент фильтрации суглинков, по данным изысканий разных лет, в интервалах глубин 0–5 м колеблется от 0,013 до 0,174 м/сут. В интервалах 5–10 м — от 0,005 до 0,035 м/сут.

Также вскрытые подземные воды обладают местным напором на участках сопряжения террас, где отмечается резкое падение кровли водовмещающих пород.

В условиях III НТ мощность водоносного горизонта составляет 6,7–14,5 м. Водовмещающими являются мелкогалечно-гравийные отложения и пески разнозернистые.

В гравийно-галечных отложениях I НТ коэффициент фильтрации колеблется от 180 до 360 м/сут. (ср. 180 м/сут.). Коэффициент фильтрации неогеновых глин составляет в среднем 0,0007 м/сут., пермских глин — 0,0002 м/сут.

Анализ архивных материалов по инженерно-геологическим и гидрогеологическим изысканиям 1950–2008 гг. на промплощадках ОАО «СНОС» А, Б, В, Д, Г, Е, установок К-1 и К-2 основного производства, участков «Мазутных ям», «Пропарочной» ст. Аллагуват показывает, что кровля водоупорного пласта III НТ, представленного пластичными глинами акчагыльского горизонта ( $N_{2ak}$ ), отчетливо понижается (с абс. отметок 150 м до 137 м) в северо-восточном направлении в сторону Кантюковских родников (абс. отметка разгрузки водоносного горизонта III НТ 140 м). Уровень грунтовых вод (УГВ) в этом направлении также понижается, переходя (понижаясь) из суглинистой пачки с коэффициентом фильтрации около 0,002 м/сут. в гравийный водоносный горизонт с коэффициентом фильтрации около 180 м/сут. Кроме того, поскольку в условиях глобального потепления (климат становится более засушливым) в последние 10-летия прослеживается отчетливая тенденция к общему снижению УГВ, образовавшиеся техногенные линзы и купола в пределах промплощадок, «Пропарочной» в этих условиях сезонно могут смещаться в направлении ж/д ст. Аллагуват с последующей разгрузкой подземных вод с ЛНП в районе Кантюковских родников.

При этом в южной части исследуемой территории при разгрузке водоносного горизонта III НТ от загрязняющих площадок «В», «А» и промплощадок основного производства при пересечении современным логом и непосредственно южнее, среднеплейстоценовым палеологом широтного направления, очевидно, происходит перехват верхней части водоносного горизонта III НТ с локализацией ЛНП в образовавшуюся так называемую водосборную воронку радиусом 500–600 м с центром на промплощадке «А». К водосборной воронке приурочена максимальная концентрация ЛНП в виде техногенных линз и куполов. Эти скопления УВС более 10 лет разрабатываются ООО «Роса» и ООО «Стимул».

В северной части исследуемой территории, в 600 м южнее разгрузки водоносного горизонта III НТ района Кантюковских родников, современный лог, пересекающий III НТ в широтном

направлении, также частично перехватывает и концентрирует ЛНП, о чем свидетельствуют результаты бурения поисковой скважины № 2 (профиль 1), заданной нами в тальвеговой приустьевой части этого лога на уровне I НТ. По данным Государственного бюджетного учреждения «Управление государственного аналитического контроля» Минэкологии РБ, после установки щелевого фильтра в этой скважине установился столб ЛНП метровой мощности.

**Результаты работ.** Анализ геолого-геоморфологических особенностей формирования левобережной долины р. Белой непосредственно севернее территории нефтехимических производств ОАО «Газпром нефтехим Салават» и последующая реконструкция фрагмента среднелепестковой палеогидросети позволили выделить, наряду с зоной напорных тальвеговых вод на западе площади, зону наибольшего подъема кровли водоносного горизонта, соответствующего понижению уровня грунтовых вод в восточном борту палеодолины. Эта пологовыпуклая зона общей протяженностью более 3 км является наиболее благоприятной для локализации линзово-купольных скоплений ЛНП. Наличие слабой гидравлической связи напорных вод III НТ (профили VI и VII) или почти полное ее отсутствие (профили VIII и IX) с водоносным горизонтом I НТ обусловили преобладающее меридиональное направление разгрузки подземных вод вдоль выделенной зоны в сторону Кантюковских родников. Эти построения позволили автору определить оптимальное направление поисковых работ с наименьшими объемами буровых работ и соответственно с наименьшими финансовыми затратами. Работы проведены при непосредственном участии специалистов ГУ УГАК Минэкологии Республики Башкортостан. Руководство работами осуществлялось Башкирской природоохранной межрайонной прокуратурой по Республике Башкортостан. Было задано, с последовательным приближением к источникам загрязнения нефтепродуктами подземных вод, 5 профилей поисковых скважин по редкой сети 500–350 м × 200–250 м. По всем профилям установлены подсечения линзово-купольных скоплений ЛНП.

Анализ предварительных результатов, полученных специалистами Управления государственного аналитического контроля Минэкологии Республики Башкортостан, по опробованию грунтов с запахом нефтепродуктов, вскрытых в 32 поисковых скважинах профилей In – Vn, подтверждает наши построения по реконструкции палеогидросети и направлении сезонной разгрузки водоносного горизонта III НТ от промплощадок ОАО «Газпром нефтехим Салават» вдоль субмеридиональной полого-выпуклой структуры восточного борта палеодолины в направлении участка Кантюковских родников. Эта структура трассируется в этом направлении вдоль ее осевой линии на расстояние более 3 км как по выходам ЛНП в скважинах, так и по закартированной в южной части выделенной структуры газовой шапке, установленной по выбросам газа в атмосферу при бурении поисковых скважин №№ 31, 18, 26 (с юга на север профили Vn, IIIн, IVн).

## ОПЫТ КРУПНОМАСШТАБНОГО (1:2 000) ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ЧАСТИ ТЕРРИТОРИИ ГОРОДА УФЫ

В.Г. Камалов<sup>1</sup>, П.Е. Челпанов<sup>1</sup>, В.И. Барышников<sup>2</sup>

<sup>1</sup> ООО Архстройизыскания, г. Уфа

<sup>2</sup> Башкирский государственный Университет, г. Уфа

### Введение

Инженерно-геологические условия — это взаимосвязанная система компонентов геологической обстановки, определяющая благоприятность или неблагоприятность использования конкретной территории для строительства [3].

В общем виде районирование — системная процедура иерархической генерализации инженерно-геологических обстановок, включающих детальную оценку и характеристику составляющих геологической среды и геологических массивов [3].

Примененная методика инженерно-геологического районирования определялась действующими НТД и методиками оценки опасных инженерно-геологических процессов [1–7, 10, 11]. Используются ранее разработанные прямые критерии по оценке опасности карстово-суффозионных процессов и явлений для закарстованных территорий Башкортостана [1].

Основные принципы инженерно-геологического районирования при оценке инженерно-геологических условий выполнены по методике составления крупномасштабных карт для районирования территории г. Москвы по инженерно-геологическим условиям [2, 3–5].

Целевой задачей картирования являлось:

- выделение таксонов инженерно-геологического районирования и их оценка по категориям сложности;
- определение инженерно-геологических факторов (опасностей), влияющих на условия проектирования, строительства и эксплуатации зданий и сооружений;
- представление рекомендаций по инженерному освоению.

Обобщающая (синтетическая) карта инженерно-геологического районирования (КИГР) в масштабе 1:2 000, составлена на основе комплексного анализа всех имеющихся материалов и работ по территории южного склона (карта фактического материала, геоморфологическая, геологическая, структурно-геодинамическая, гидрогеологическая карты, карта мощностей неоген-четвертичных отложений, карта кровли иренского горизонта нижней перми, инженерно-геологические разрезы).

В базу инженерно-геологических данных вошло большое количество фотоматериалов и космоснимков, скважин различного назначения, горных выработок, геофизических данных, результатов маршрутных наблюдений.

### Принципы выделения таксонов

В качестве иерархических уровней характеристики геологической среды были выбраны таксоны: *регион, область, район, участок*.

Для выделения таксонов первого уровня (*регион*) использован структурно-геодинамический признак — тенденция территории к относительному поднятию или опусканию (табл. 1). Для обозначения использованы прописные буквы А и Б.

Второй уровень (*область*) характеризует геоморфологическое строение территории, отражающее историю развития рельефа в неогеновое и четвертичное время (табл. 2). Для обозначения использована римская цифра.

В пределах областей выделяются *районы* (третий уровень районирования) по типу геологического строения, т. е. с характерными сочетаниями геолого-стратиграфических разрезов (табл. 3). Для обозначения использованы арабские цифры.

Таблица 1

Название таксона	индекс	Характеристика
Регион	А	массивы, испытывающие относительные поднятия Бельско-Сутолокская возвышенность (вал)
	Б	массивы, испытывающие относительные погружения Сутолокское понижение (Сутолокская синклиналь)

Таблица 2

Название таксона	индекс	Характеристика
Область	I	платообразная поверхность водораздела рр. Белая и Сутолока
	II	правый коренной склон долины р. Белая
	III	пойма и террасовый комплекс р. Белая

Таблица 3

Название таксона	индекс	Характеристика
Район	1	<p style="text-align: center;"><b>Геолого-стратиграфический разрез</b></p> <p>The diagram shows a geological cross-section with 8 columns representing different locations. Each column contains several layers of rock, indicated by different hatching patterns. Labels are placed within the layers: 'P, i' in the lower layers, 'P, sl' in the middle layers, and 'adQ', 'iQ', and 'Q, N' in the upper layers. The columns are numbered 1 through 8 from left to right.</p>
	2	
	3	
	4	
	5	
	6	
	7	
	8	

Четвертый уровень районирования соответствует выделению *участков*, категории которых оценивается по наличию (совокупности) тех или иных природно-техногенных факторов осложняющих строительство (табл. 4).

Таблица 4

#### Природно-техногенные факторы осложняющие строительство (фрагмент)

	индекс	Инженерно-геологические факторы	Категория сложности
1. Крутизна склонов (по Ф.П. Саваренскому)	1.1	Углы до 5° (слабо пологие)	а
	1.2	Углы до 5–30° (пологие)	б
	1.3	Углы до 30–75° (от крутых до чрезвычайно крутых)	в
	1.4	Углы более 75° (от отвесных до нависающих)	в
2. Экзогенные геологические процессы, характерные для данного региона (по А.И. Шеко [12]; СП 11–105–97; ВСН 2–86). Процессы обусловленные энергией рельефа	2.1	ОП и обвально-осыпные процессы не развиты (коэф. устойчивости >1,2)	а
	2.2	Потенциально оползнеопасный и обвало-осыпеопасный (коэф. устойчивости 1,0–1,2)	б
	2.3	Оползнеопасный и обвало-осыпеопасный (коэф. устойчивости менее 1,0)	в
	2.4	Современные активные оползни всех типов	в
	2.5	Древние стабилизированные оползни	б
	2.6	Оползни небольшие (тысячи м <sup>3</sup> ) всех типов	в
	2.7	Оползни средние (десятки тысяч м <sup>3</sup> ) всех типов	в
2.8	Оползни большие (сотни тысяч м <sup>3</sup> ) всех типов	в	
3. и т. д		.....	

*Участки* подразделяются на три категории сложности: простая (**а**), средняя (**б**), сложная (**в**), и выделяются соответствующим цветом: простая (не закрашена), средняя (зеленый), сложная (красный). В границах выделенных участков на карте приводится «формула», показывающая принадлежность к конкретным уровням районирования.

### Природные условия «Южного склона» г. Уфы

Территориально расположен в Кировском районе г. Уфы. Ограничен с севера ул. Заки Валиди, с востока — пр. Салавата Юлаева, с запада — ул. Водопроводной и с юга — р. Белой. Площадь 180 га.

Геоморфологическое положение: водораздел рр. Белая и Сутолока; коренной склон долины р. Белая, осложненный оврагами, трещинами бортового отпора, карстовыми и суффозионными воронками; террасированная долина, пойма и русло рр. Белой и Сутолоки.

Склон сложен четвертичными (техногенные, аллювиальные, пролювиальные, делювиальные), общесырцовыми, неогеновыми и пермскими отложениями. Литологически это глина, мергель, загипсованные песчаник и известняк, гипс, песчано-гравийные грунты. Состав напластований охарактеризован при выделении районов по типам геолого-стратиграфических разрезов. Выделено 15 грунтовых инженерно-расчетных комплексов.

Территория в региональном плане располагается на юго-восточном склоне Русской платформы в пределах Волго-Уральской антеклизы. В эти мегаструктуры вложены крупная Камско-Бельская тектоническая депрессия [8, 9]. На фоне последней вдоль западной окраины г. Уфы между ж/д ст. Дема и г. Благовещенском, т. е. на расстоянии 40 км, почти меридионально выделяется Уфимско-Благовещенский тектонический вал, сложенный кунгурскими и уфимскими отложениями. Восточный борт вала субпрямолинеен, а западный — очень извилистый, поэтому ширина вала по выходам кунгурских гипсов изменяется от 10 до 20 км. В размытом своде антиклинали (вала) повсюду обнаруживаются (на поверхности и при бурении) кунгурские гипсы мощностью более 60–80 м, а в крыльях ее уфимские известняки, мергели и аргиллиты, мощностью в несколько десятков метров.

Гидрогеологические условия участка изысканий определяются геологическим строением, степенью трещиноватости и закарстованности массива, а также расположением долины р. Белая, являющейся основной дренажной.

В разрезе участка изысканий развиты четыре водоносных горизонта: 1) водоносный горизонт в аллювиальных четвертичных отложениях; 2) горизонт грунтовых вод в насыпных, четвертичных, и общесырцовых отложениях; 3) водоносный комплекс в отложениях уфимского яруса; 4) горизонт карстовых вод в гипсах кунгурского яруса.

Территория подвержена воздействию опасных экзогенных процессов: эрозионному, оползневому, суффозионному, карстовому, солифлюкционному, а также процессам денудации.

### Районирование по инженерно-геологическим условиям (ИГУ)

Следуя методике и принципам районирования, описанным выше, на изучаемой территории выделено 24 участка, которые, исходя из набора факторов, отнесены к определенной категории (простая, средняя, сложная) сложности инженерно-геологических условий.

Для каждого участка приводится паспорт в котором указываются распространение экзогенных процессов, особенности природных условий и рекомендации по освоению. Ниже приводится краткое описание паспорта участка с простыми ИГУ.

*Участок А-8-[1,5,20,23,27]а* распространен в северо-восточной части водораздельного плато. В верхней части разреза (зона заложения фундамента) распространены неоген-четвертичные глинистые отложения. Уфимские карбонатно-терригенные отложения мощностью от 40 до 65 м закрывают сульфатные породы кунгурского яруса, залегающие на глубинах более 50–60 м. Максимальный уровень грунтовых вод ожидается на глубинах от 2,5 до 10 м. Опасных экзогенных процессов не наблюдается.

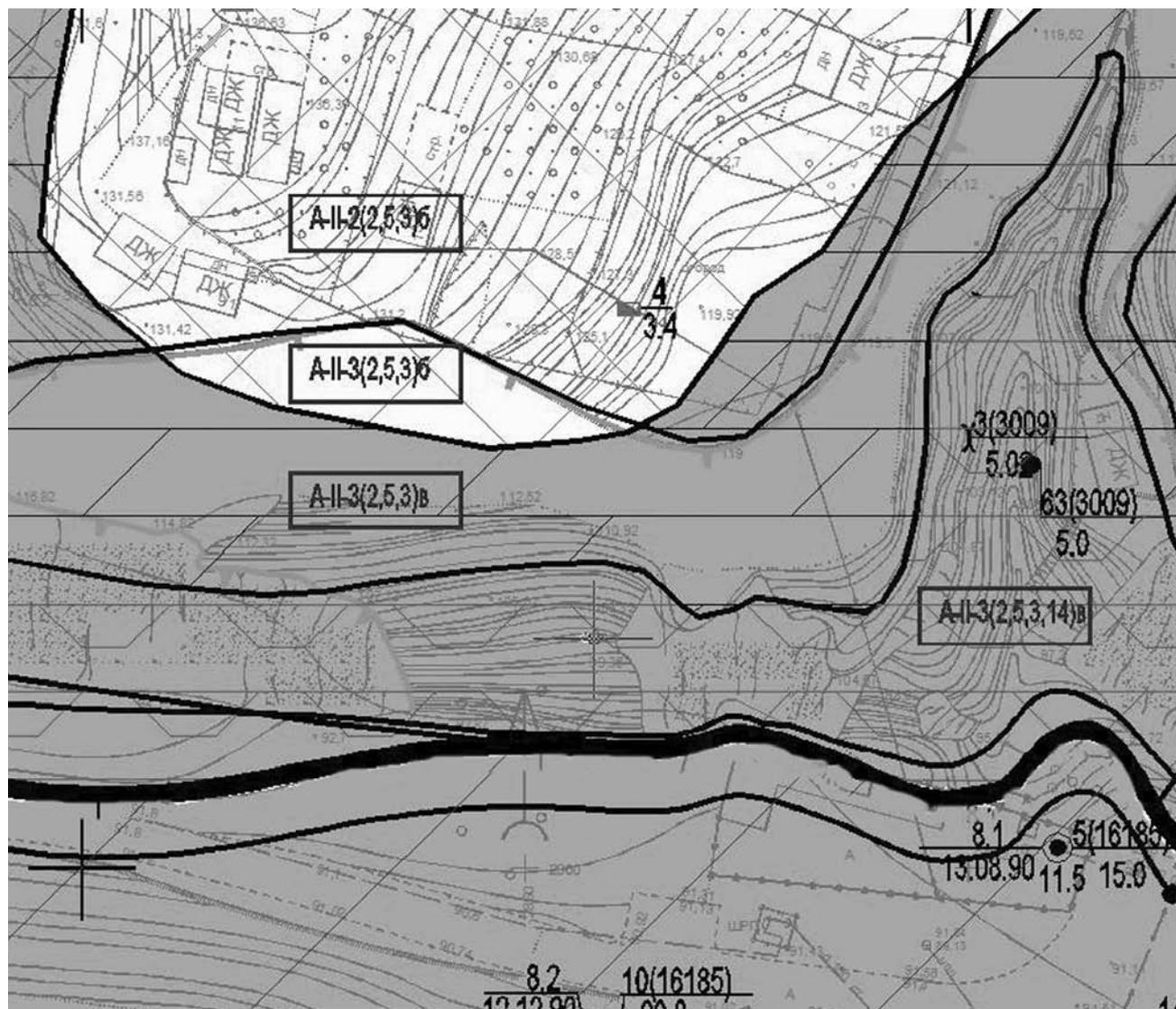


Рис. Фрагмент карты районирования по инженерно-геологическим условиям (цветное изображение заменено серыми полутонами)

Геотехнические свойства грунтов (таблица ФМС) позволяют выполнять строительство наземных и заглубленных сооружений без ограничений. Предпочтительны ленточные и плитные типы фундаментов. При свайном варианте фундамента (забивные сваи) возможны динамические воздействия на соседние здания т. к на участке плотная застройка. В водообильные периоды года при проходке котлованов, возможно их кратковременное подтопление. На стадии рабочего проектирования инженерно-геологические изыскания проводятся в контурах проектируемых зданий и сооружений с определением расчетных характеристик грунтов.

### Заключение

Изложенный выше опыт составления карты крупномасштабного (1:2000 детального) инженерно-геологического районирования части территории г. Уфы («южный склон»), как перспективного участка для строительства, показал высокую информативность и простоту ее использования для проектирования зданий и сооружений. Приведенные в паспорте особенности природных и природно-техногенных условий участков, количественные показатели факторов развития опасных экзогенных процессов и рекомендации по освоению участка позволяют проектировщикам

и геотехникам уже на стадии проекта принять основные решения по фундаментам, глубине их заложения, этажности (высоте) сооружений, по применению геотехнических мероприятий (противокарстовой и оползневой защите, выбору типа дренажа и т. д.). На последующих стадиях проектирования и строительства в сложных инженерно-геологических условиях и при возведении особо сложных и уникальных сооружений проводятся дополнительные изыскания для решения специальных геотехнических задач (мелиорация грунтов, расчетные параметры грунтов с выполнением опытных работ: статические нагрузки на штамп, зондирование грунтов, экспериментальные и научные исследования) на отдельных площадках.

В перспективе, при инженерно-геологическом районировании всей территории г. Уфы в масштабе 1:10 000, основным таксоном будут являться районы. Паспорта районов, базирующиеся на типах геолого-стратиграфических разрезов, будут содержать детальное описание природно-техногенных условий с характеристикой опасных экзогенных процессов в основном качественными показателями. Такое районирование может быть использовано для составления генерального плана города или его корректуры, для составления детальных программ изысканий на перспективных участках, инженерной защиты, мониторинга геологической среды, управления городским хозяйством.

### Литература:

1. ВСН 2–86. Инструкция по изысканиям, проектированию, строительству и эксплуатации зданий и сооружений на закарстованных территориях Башкирской АССР / Госстрой БАССР. – Уфа, 1986.
2. **Кутепов В.М., Козлякова И.В. и др.** Оценка карстовой и карстово-суффозионной опасности в проекте крупномасштабного геологического картирования г. Москвы // Геоэкология. – 2011. – № 3. – С. 115–126.
3. **Осипов В.И.** Крупномасштабное геологическое картирование территории г. Москвы // Геоэкология. – 2011. – № 3. – С. 195–197.
4. **Осипов В.И., Антипов А.В.** Принципы инженерно-геологического районирования территории Москвы // Геоэкология. – 2009. – № 1. – С. 3–13.
5. **Осипов В.И., Бурова В.Н. и др.** Карта крупномасштабного (детального) инженерно-геологического районирования территории г. Москвы // Геоэкология. – 2011. – № 4. – С. 306–318.
6. **Осипов В.И., Зверев В.П.** Опасные экзогенные процессы / Под редакцией акад. РАН В.И. Осипова. – М.: Геос, 1999. – 290 с.
7. Природные опасности России: В 6 т. / Под общ. ред. В.И. Осипова, С.К. Шойгу. – Т. 3: Экзогенные геологические опасности / Под ред. В.М. Кутепова, А.И. Шеко. – М.: Крук, 2002. – 345 с.
8. **Рождественский А.П.** Новейшая тектоника и развитие рельефа Южного Приуралья. – М.: Наука, 1971. – 303 с.
9. **Рождественский А.П., Журенко Ю.Е.** К оценке современных тектонических движений Волго-Уральской области // Материалы по геологии и геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья. – Уфа: ГГИ БФАН СССР, 1962. – С. 44–51.
10. СНиП 11–02–96. Инженерные изыскания для строительства. Основные положения / Минстрой России. – М., 1996.
11. СП 11–105–97. Инженерные изыскания для строительства. – Ч. I, II, III: Общие правила производства работ / Госстрой России. – М.: ПНИИИС Госстроя России, 1997.
12. **Шеко А.И., Круподеров В.С.** Оценка опасности и риска экзогенных геологических процессов // Геоэкология. – 1994. – № 1. – С. 11–20.

## БИОИНДИКАЦИЯ ЦИАНОБАКТЕРИАЛЬНОВОДОРОСЛЕВЫХ ЦЕНОЗОВ ПОЧВЫ И ВОДОЕМОВ УРБАНИЗИРОВАННЫХ ТЕРРИТОРИЙ РЕСПУБЛИКИ БАШКОРТОСТАН

О.А. Никитина

Уральский государственный институт физической культуры, Стерлитамакский филиал

На урбанизированных территориях промышленных центров происходит интенсивное изменение всей биоты, и в том числе сообществ водорослей, под воздействием изменения факторов среды обитания. Под воздействием токсикантов происходит формирование специфических альгоценозов, изучение которых позволяет давать рекомендации по организации биомониторинга и использовать водоросли для ликвидации существующих очагов загрязнения (биоремедиации). Наиболее часто используемый в отечественной практике критерий оценки загрязнения окружающей среды и расчеты на его основе суммарного индекса загрязненности не учитывают региональных особенностей городов и определяют необходимость определения большого числа нормируемых компонентов.

Под влиянием хозяйственной деятельности человека происходит процесс антропогенной эволюции растительности [4]. Способность водорослей и цианопрокариот быстро реагировать на воздействие антропогенных факторов и стабильность реакции на загрязняющие вещества является важнейшим условием для успешного их применения как индикаторных организмов. Использование для этих целей биоиндикации делает возможным не только интегрированно оценить интенсивность антропогенного загрязнения окружающей среды, но и предсказать реакции организмов на изменения [6].

В лесостепной зоне РБ находятся два крупнейших промышленных центра: города Ишимбай и Стерлитамак, цианобактериальноводорослевые ценозы (ЦВЦ) водоемов которых являются одним из основных компонентов водных экосистем и играют большую роль в процессах самоочищения и улучшения санитарно-биологического состояния водоемов.

Для исследования был использован метод прямого микроскопирования. Пробы обрабатывались в живом состоянии. Для выявления видового состава изготавливались временные и постоянные препараты. Методика обработки материала соответствовала общепринятым подходам в изучении водорослей [2].

При определении видовой принадлежности водорослей использовались руководства по соответствующим группам. Все водоросли были расположены по системе, принятой в браузере Algaebase [5]. Для выделения экологических групп использовалась методика, описанная в монографии С.С. Бариновой и др. [1].

На территории г. Стерлитамак материалом для работы послужили 160 проб автотрофного бентоса водотоков (рек Белая, Ашкадар, Стерля, Ольховка, родника Дома быта, впадающего в р. Стерля), а также образцы почвы, отобранные в период 2005–2011 гг. Отбор проб осуществлялся ежемесячно.

Материалом по г. Ишимбай послужили 150 проб фитопланктона, отобранные из водоемов, расположенных на территории города (рр. Белая, Тайрук, Кузьминовский пруд) и 66 почвенных проб, отобранных на 6 учетных площадках, заложенных на территории города [3].

В составе ЦВЦ на территории городов лесостепной зоны РБ (Стерлитамака и Ишимбая) в период с 1998 по 2011 гг. в водоемах и почвах выявлено 382 вида и внутривидовых таксона (в./в.т.) из 156 родов, 71 семейства, 40 порядков, 18 классов и 8 отделов. Ведущими по числу видов являются отделы *Bacillariophyta* — 158, *Chlorophyta* — 77 и *Cyanoprokaryota* — 76 в./в.т. Менее существенный вклад во флору водорослей изучаемых водоемов вносили *Xanthophyta* — 26, *Euglenophyta* — 19, *Charophyta* — 13, *Dinophyta* — 7, *Chrysophyta* — 6 в./в.т.

В автотрофном бентосе исследованных текучих водоемов г. Стерлитамак было обнаружено 255 в./в.т. из 107 родов, 55 семейств, 33 порядков, 17 классов и 8 отделов. Ведущими по числу видов являются отделы *Bacillariophyta* — 130, *Chlorophyta* — 43 и *Cyanoprokaryota* — 39 в./в.т. Менее

существенный вклад во флору водорослей изучаемых водоемов вносили *Euglenophyta* — 19, *Dinophyta* — 7, *Chrysophyta* — 6, *Charophyta* — 6 и *Xanthophyta* — 5 в./в.т. Минимальное число видов зафиксировано для *Xanthophyta*.

Во всех водотоках г. Стерлитамак доминировали олигогалобы — индифференты. По распределению видов водорослей и цианопрокариот по зонам сапробности четко выделялось две группы водных объектов: 1-ая группа включала рр. Белая, Ашкадар и Стерля, где доминировали β-мезосапробы и 2-ая группа — р. Ольховка и родник, где преобладали олигосапробы. При этом в роднике олигосапробных видов было в 2 раза больше, чем β-мезосапробов. В роднике доминирование алкалофилов было наиболее выраженным. По приуроченности к основному местообитанию водотоки объединялись в две группы: 1-ая группа (рр. Белая, Ашкадар, Стерля), в которой на второе место выходили планктонно-бентосные виды, 2-ая группа (р. Ольховка и родник), где на втором месте были планктонные виды.

В ходе обработки по составу ЦВЦ были выделены 3 сообщества с 3 вариантами. Сквозные виды водотоков включают виды, распространенные во всех проточных водоемах г. Стерлитамак (19). Диагностические виды сообществ рек (13) распространены только в реках. Они характеризуются высокими значениями сапробности.

Сообщество *Achnanthes lanceolata* — *Pinnularia viridis* включает виды (28), распространенные в рр. Белой, Ашкадаре и Стерле. Оно объединяет ЦВЦ, формирующиеся на участках антропогенной деградации. Сообщества *Navicula lacustris* — *Amphora ovalis var. gracilis* (13) р. Ольховки и *Cyclotella bodanica* — *Gyrosigma attenuatum* (13) родника включают виды, живущие в более холодной быстротекущей воде с незначительной глубиной.

Кроме того, выявлены две группы эвритопных видов характерных для ЦВЦ рек (13) и для всех исследованных проточных водоемов г. Стерлитамак (19).

В автотрофном планктоне водных объектов на территории г. Ишимбай выявлено 96 в./в.т. водорослей из 63 родов, 40 семейств, 26 порядков, 10 классов и 5 отделов. Ведущими по числу видов являются отделы *Bacillariophyta* — 38 в./в.т., *Cyanoprokaryota* — 24, *Chlorophyta* — 21 и *Charophyta* — 8 в./в.т. Во флоре почвенных водорослей и цианопрокариот г. Ишимбай выявлено 104 в./в.т. из 74 родов, 45 семейств, 25 порядков и 6 отделов. Ведущими по числу видов являются отделы *Cyanoprokaryota* — 30, *Chlorophyta* — 28 и *Bacillariophyta* — 25 в./в.т. Наименьшее число видов отмечается для *Xanthophyta* — 17, *Charophyta* — 4 и *Euglenophyta* — 1 в./в.т.

Почвенные сообщества г. Стерлитамак отличались более низким и постоянным видовым разнообразием. Для изученных городов общих видов и внутривидовых таксонов было выявлено 47 (12% от общего числа обнаруженных) из 5 отделов *Cyanoprokaryota* (10), *Bacillariophyta* (28), *Xanthophyta* (2), *Chlorophyta* (6), *Charophyta* (1). Для водотоков городов общими были 41 в./в.т.

## Литература:

1. Барина С.С., Медведева Л.А., Анисимова О.В. Биоразнообразие водорослей — индикаторов окружающей среды. — Тель-Авив: PiliesStudio, 2006. — 498 с.
2. Водоросли: Справочник / С.П. Вассер, Н.В. Кондратьева, Н.П. Масюк и др. — Киев: Наукова думка, 1989. — 608 с.
3. Захарова Е.А. Альгоценозы водоемов и почв урбанизированных территорий (на примере города Ишимбая, Башкортостан): Автореф. дис. ... канд. биол. наук. — Уфа, 2003. — 16 с.
4. Суюндукова Г.Я. Синтаксономический анализ растительности населенных пунктов сельского типа Зауралья Республики Башкортостан: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. — Уфа, 2008. — 16 с.
5. Algaebase. Taxonomy Browser. — <http://www.algaebase.org/browse/taxonomy>.
6. Bunch M.J. Soft Systems Methodology and the Ecosystem Approach: A System Study of the Cooum River and Environs in Chennai, India // Environmental Management. — 2003. — 31(2). — P. 182–197.

## МЕХАНИЗМ ПЛОТНОСТНОЙ КОНВЕКЦИИ И ЕЕ УЧАСТИЕ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ КРУГОВОРОТЕ ВОДЫ В ПРИРОДЕ

*В.Г. Попов*

*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа; E-mail: hydro@ufaras.ru*

Геологический круговорот воды, по В.А. Кирюхину, А.И. Короткову, А.Н. Павлову [2], представлен двумя видами. Первый вид начинается седиментационным этапом в морском бассейне, продолжается этапом литификации пород, после чего судьба воды зависит от направления преобразования пород — по восходящей ветви: → этап делитификации → бассейн седиментации, или по нисходящей ветви: → этап метаморфизма → этап магматизма → этап вулканизма → бассейн седиментации. Второй вид геологического круговорота связан с тектоникой литосферных плит на дне океанов, процессами спрединга и субдукции, гидратации и дегидратации океанической коры, вулканизма и выделением воды в бассейн седиментации. Как видно, в обоих видах геологического круговорота не участвует вода талассогенного бассейна седиментации, которая по механизму плотностной конвекции может поступать в нижележащие породы.

В связи с этим следует обратиться к основам теории плотностной конвекции в гидролитосфере. Свободная конвекция представляет собой массоперенос в обводненных осадочных породах под влиянием градиента концентрации вещества, вызывающего различия в плотности  $\rho$  подземных вод. Экспериментальными исследованиями [4] показано, что литолого-гидрогеохимическая система, представленная породами, насыщенными тяжелой жидкостью в верхней части и легкой — в нижней, является неустойчивой в поле силы тяжести Земли. Под влиянием градиента плотности вод возбуждается струйное гравитационное движение: тяжелый раствор по порам и трещинам пород погружается вниз, а легкий поднимается вверх.

Скорость плотностной конвекции  $V_p$  описывается уравнением:

$$V_p = K_z \times I_p / n_0$$

где  $K_z$  — коэффициент фильтрации пород в вертикальном направлении, м/сут;  $I_p$  — вертикальный градиент плотностной конвекции ( $I_p = \rho_1 - \rho_2 / \rho_2$ , где  $\rho_1$  и  $\rho_2$  — плотность соответственно тяжелой и легкой жидкостей);  $n_0$  — активная пористость породы.

Таким образом, главными параметрами, определяющими интенсивность гравитационного погружения тяжелого раствора, являются проницаемость геологической среды и величина вертикального градиента концентрационной конвекции. Специфические черты плотностной конвекции — формирование конусов растекания рассолов, открытых от поверхностного очага их поступления, и нестационарность процесса в связи с изменением во времени  $\rho$  вод солеродного бассейна и фильтрационных свойств пород при взаимодействии с рассолами.

В природе условия, благоприятные для протекания процессов массообмена по механизму плотностной конвекции, создаются в случае, когда на поверхности появляются солеродные бассейны, жидкая фаза которых представлена тяжелыми маточными рассолами. В истории Земли они существовали, начиная с позднего протерозоя (Ирано-Пакистанский бассейн), на протяжении всего палеозоя (Восточно-Сибирский, Предаппалачский, Днепровско-Донецкий и др.), мезозоя (Северо-Европейский, Северо-Кавказский, Среднеазиатский и др.) и кайнозоя (Рейнский, Предкарпатский, Месопотамский и др.). Общая площадь соленосных формаций на Земном шаре оценивается более чем в 30 млн. км<sup>2</sup>.

Наибольшие масштабы и интенсивность галогенез получил в пермском периоде, когда на территории Европы располагались два крупнейших солеродных бассейна (Центрально- и Восточно-Европейский), площадью >2 млн. км<sup>2</sup> [3]. Объектом настоящих исследований является центральная часть Восточно-Европейского бассейна в составе Волго-Уральской антеклизы, сопредельной части Прикаспийской синеклизы и Предуральского краевого прогиба. Эвапориты (доломиты, гипсы, каменная и калийные соли), как показатели рассольных палеоводоемов, слагают значительную часть (до 500 м и более) разреза нижнепермских отложения. В нижележащем палеозое мощностью до 2–3 км и более преобладают морские карбонатные осадки. Они заключают

Cl-Ca рассолы с высокими минерализацией ( $M$  до 350 г/л) и метаморфизацией ( $rNa/rCl$  0,2–0,7,  $CaCl_2$  до 40–60%), концентрациями  $Br^-$  (до 2,2 г/л),  $Sr^{+2}$  (до 1,2 г/л) и других микроэлементов.

Анализ палеогидрогеохимических условий показал, что в конце раннепермской эпохи на востоке Русской плиты сформировалась гравитационно неустойчивая гидрогеодинамическая система, поверхностная часть которой была представлена эвапоритовым бассейном с крепкой ( $M$  до 400 г/л и более) тяжелой ( $\rho_1$  до 1,30–1,37 г/см<sup>3</sup>) Cl-Na-Mg маточной рапой, а подземная — карбонатными, в меньшей степени терригенными породами карбона, девона и верхнего протерозоя, насыщенными менее минерализованными ( $M$  36–150 г/л), а следовательно более легкими ( $\rho_2$  1,02–1,11 г/см<sup>3</sup>) водами.

Этим параметрам соответствует  $I_p$  0,08–0,3. При  $I_p$  0,1,  $K_z$  карбонатных пород  $10^{-4}$  м/сут,  $n_0$  0,05, скорость нисходящей конвективной миграции рассолов  $V_p$  из солеродного бассейна не превысит 10 см/год. Принимая  $V_p$  5 см/год, получим время заполнения рассолами подсолевой толщи мощностью 4000 м, равное 80 тыс. лет. Полученная величина хорошо согласуется с временем существования эвапоритового бассейна — десятки — первые сотни тысяч лет [6]. Понятно, что это несколько упрощенная схема конвекции, так как в раннепермскую эпоху, длившаяся 28 млн. лет, существовало несколько сменяющих друг друга ( $P_{1as}$ ,  $P_{1s}$ ,  $P_{1a}$  и  $P_{1k}$ ) солеродных бассейнов, взаимодействующих друг с другом во времени и пространстве (рис.).

В связи с обсуждаемым вопросом представляет интерес определение количества маточной рапы раннепермского бассейна. По оценке [1], основанной на опытных данных, объем солеродной рапы превышает объем выделившихся солей от 1,9 (галитовая стадия галогенеза) до 185 раз (гипсовая). Как показали расчеты, только в кунгурском веке, когда процессы галогенеза приобрели наибольшие масштабы, общий объем маточной рапы эвапоритового бассейна измерялся многими сотнями тысяч км<sup>3</sup>. Даже части этого количества (десятков тысяч кубических километров) вполне достаточно для заполнения трещинного пространства коллекторов палеозоя и протерозоя.

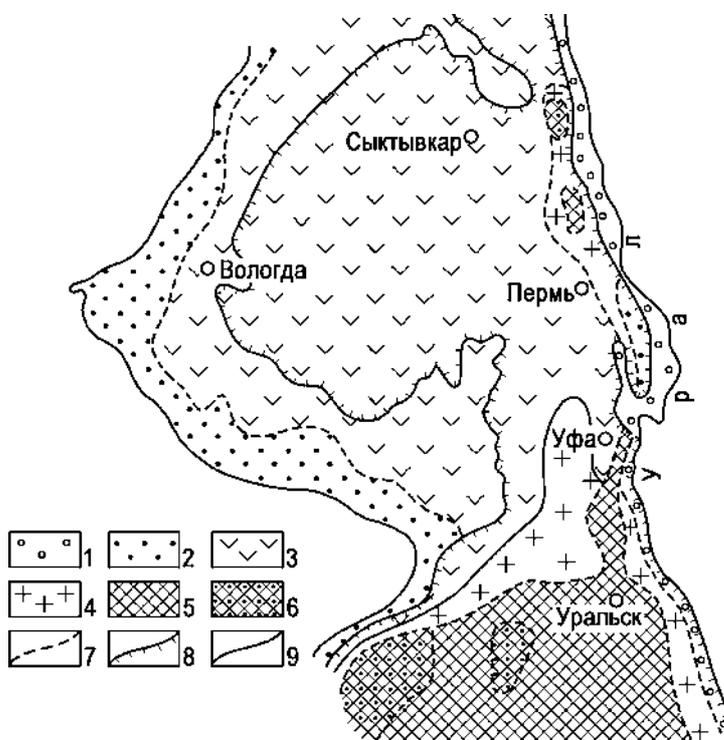


Рис. Литолого-гидрохимическая схема нижнепермских солеродных бассейнов

Условные обозначения: 1–6 — литолого-гидрохимические зоны (в скобках в числителе —  $M$ , г/дм<sup>3</sup>, в знаменателе —  $\rho$ , г/см<sup>3</sup>): 1 — молассовая (1–36/1,0–1,02), 2 — известняково-доломитовая (36–140/1,02–1,13), 3 — доломитово-гипсовая (140–320/1,13–1,23), 4 — гипсово-галитовая (320–470/1,23–1,29), 5 — гипсово-карналлитовая (470–510/1,29–1,36), 6 — гипсово-карналлитово-бишофитовая (510–550/1,36–1,38); 7–9 — границы: 7 — литолого-гидрохимических зон, 8 — кунгурского бассейна, 9 — ассельско-артинских бассейнов.

Плотностная конвекция является сложным в гидродинамическом и гидрогеохимическом отношении природным процессом. Она включает собственно погружение рассолов из солеродных бассейнов, проникновение их через карбонатно-глинистые слои, латеральное растекание на местных и региональных водоупорах (включая фундамент бассейна). Все эти явления представляют суть механизма заполнения геологической структуры эпигенетическими рассолами.

Одновременно происходит вытеснение с помощью восходящей миграции формационных менее минерализованных вод из подсолевых толщ палеозоя и протерозоя. Судьба этих вод в конечном итоге была связана с поверхностным эвапоритовым бассейном, где они участвовали в дальнейшем галогенезе. Следовательно, *плотностную конвекцию надо рассматривать как одно из звеньев геологического круговорота воды между подземной и поверхностной гидросферами в историческом развитии Земли.*

Процессы плотностной конвекции завершаются при исчезновении положительного градиента плотности растворов. В конечном итоге жидкая фаза позднепермского галогенеза заняла гравитационно устойчивое положение в подсолевых толщах региона, что ознаменовало завершение главного (седиментационного) этапа формирования вертикальной гидрогеохимической зональности.

Погружение *Cl-Na-Mg* рассолов — жидкой фазы (ЖФ) солеродного бассейна — сопровождалось их метаморфизацией при взаимодействии с породами и изменением состава самих пород в результате доломитизации, альбитизации, обменной адсорбции и других процессов. В Волго-Уральском бассейне наиболее значим процесс метасоматической доломитизации известняков [5]:



Проблема плотностных конвекционных эффектов, относящихся к области нелинейной гидродинамики, является одной из наименее изученных в современной гидрогеологии. Она, несомненно, носит фундаментальный характер, поскольку через формирование глобально развитой рассольной гидрогеохимической зоны раскрывает становление и эволюцию всей гидролитосферы — важнейшей оболочки нашей планеты. Вместе с тем эта проблема важна и в прикладном отношении, так как с рассолами пространственно и генетически связаны нефтегазовые месторождения и скопления стратиформных руд, а сами рассолы служат ценным гидроминеральным сырьем, используемым в бальнеологии и в промышленных целях (извлечение  $Br^-$ ,  $I^-$ ,  $Li^+$ ,  $Rb^+$ ,  $Cs^+$  и других микроэлементов).

### Литература:

1. **Валяшко М.Г.** Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. — М.: Изд-во МГУ, 1962. — 398 с.
2. **Кирюхин В.А., Коротков А.И., Павлов А.Н.** Общая гидрогеология. — Л.: Недра, 1988. — 359 с.
3. **Мерзляков Г.А.** Пермские солеродные бассейны Евразии. — Новосибирск: Наука, 1979. — 142 с.
4. **Поливанова А.И.** Роль плотности и состава в перемещении растворов (по экспериментальным данным) // Новые данные по геологии, геохимии, подземным водам и полезным ископаемым соленосных бассейнов. — Новосибирск: Наука, 1982. — С. 16–28.
5. **Попов В.Г.** Литолого-гидрогеохимические последствия ионообменных процессов в седиментационных бассейнах (на примере Волго-Уральского бассейна) // Литология и полезные ископаемые. — 2004. — № 1. — С. 48–59.
6. **Фивег М.П.** О продолжительности накопления соляных толщ // Тр. ВНИИГ. — 1954. — Вып. 29. — С. 38.

## КАРСТООПАСНОСТЬ ЮЖНОГО УРАЛА И ПРЕДУРАЛЬЯ (ПРИНЦИПЫ И ОПЫТ ОЦЕНКИ)

*А.И. Смирнов*

*Министерство природопользования и экологии РБ, г. Уфа*

Карстоопасность — вероятность образования новых или активизации существующих карстопроявлений, вызывающих чрезвычайные ситуации (катастрофы и аварии), а также другие неординарные ситуации, негативно сказывающиеся на жизнедеятельности человека.

Карстопроявления — любые формы проявления карста, воспринимаемые визуально в виде общепринятых образов (провалов, воронок, просадок, каверн, полостей, пещер и др.).

На основании собранного материала по карстопроявлениям Южного Урала и Предуралья, анализа типов карста, интенсивности и активности его развития нами предпринята попытка составления карты карстоопасности для территории Республики Башкортостан (РБ).

На карте отражена степень угрозы возникновения новых или активизации существующих карстопроявлений для верхней зоны карстосферы, которая наиболее активно формировалась на Южном Урале и в Предуралье в новейший этап геологического развития. Резко активизировавшись в предкинельское время (на рубеже миоцена и плиоцена) на участках с наиболее благоприятными геолого-геоморфологическими и гидрогеологическими условиями, карстовый процесс унаследовано более активно развивался на них и в последующие периоды формирования верхней зоны карстосферы. Наивысшую активность развития на этих участках он сохраняет и сегодня. Мощность верхней зоны карстосферы для территории Башкортостана, которая контролируется глубиной современного и палео-вреза речной сети, колеблется от 100 до 200 м [2].

Базовыми показателями оценки карстоопасности, в соответствии с последними разработками Института геоэкологии РАН, являлись пораженность (поверхностная закарстованность) территории поверхностными карстопроявлениями и современная активность возникновения новых карстовых форм, между которыми установлена прямая связь. Теоретически она обусловлена тем, что современное течение карстового процесса, как уже отмечено выше, имеет унаследованный характер развития от неоген-четвертичного времени как по районам проявления, так и по направленности.

Пораженность территории карстом — один из показателей интенсивности распространения карстопроявлений, характеризующая суммарную (накопленную) величину изменения геологической среды в результате развития карста за определенный промежуток времени (для территории Башкортостана — с плиоцена). Она определена при дешифрировании аэрофотоснимков и выражена через площадной и частотный показатели. Первый представляет собой процентное отношение суммарной площади всех зафиксированных карстовых полей и отдельных поверхностных карстопроявлений к площади инженерно-геологического участка, в пределах которого они развиты, второй — количество всех карстопроявлений, приходящееся на 1 км<sup>2</sup> его площади.

Современная активность развития карста — величина изменения геологической среды (мера ее изменчивости во времени) в результате развития карстового процесса. При составлении карты она выражена через количество вновь образовавшихся карстовых форм на единице площади за определенный промежуток времени.

Исходными данными для оценки пораженности территории поверхностными карстопроявлениями и современной активности их развития послужили материалы специального инженерно-геологического обследования территории РБ [1, 2].

Установленные соотношения количественных показателей между интенсивностью распространения карстопроявлений (пораженностью территории поверхностными карстопроявлениями) и частотой образования новых карстовых форм рельефа по сочетанию различных типов карста послужили основой для оценки карстоопасности территории РБ в целом [4]. При этом территория Башкортостана по карстоопасности ранжирована на шесть категорий.

1. Весьма опасная — территории с пораженностью карстопроявлениями более 25% и современной активностью провалообразования 0,5–2,0 провала в год на 1 км<sup>2</sup>.

2. Опасная — территории с пораженностью карстопроявлениями 15–25% и современной активностью провалообразования 0,01–0,5 провала в год на 1 км<sup>2</sup>.

3. Умеренная — территории с пораженностью карстопроявлениями 5–15% и современной активностью провалообразования 0,01–0,1 провала в год на 1 км<sup>2</sup>.

4. Малоопасная — территории с пораженностью 1–5% и современной активностью провалообразования менее 0,01 провала в год на 1 км<sup>2</sup>.

5. Потенциально опасная — территории с пораженностью 0,1–1% и современной активностью провалообразования менее 0,001–0,01 провала в год на 1 км<sup>2</sup>.

6. Не опасная — территории с отсутствием условий и факторов проявления карста на поверхности.

Представленная оценка карстоопасности Южного Урала и Предуралья подтверждается результатами непрерывного 35-летнего (с 1976 г.) карстомониторинга на Уфимском карстовом косогоре [3].

#### Литература:

1. Смирнов А.И. Оценка воздействия карстового процесса на населенные пункты Республики Башкортостан // Материалы междунар. симпозиума «Карстоведение — XXI век: теоретическое и практическое значение». — Пермь, 2004. — С. 325–328.

2. Смирнов А.И. Типы карста и современная активность его развития на Южном Урале и в Предуралье // Материалы междунар. симпозиума «Карстоведение — XXI век: теоретическое и практическое значение». — Пермь, 2004. — С. 90–94.

3. Смирнов А.И. Опыт прогноза проявлений сульфатного карста на примере Уфимского косогора // Разведка и охрана недр. — 2011. — № 3. — С. 64–68.

4. Смирнов А.И., Абдрахманов Р.Ф. Карстоопасность территории Республики Башкортостан // Вестник АН РБ. — Уфа, 2007. — С. 5–11.

## ПЕЩЕРНАЯ СИСТЕМА КИНДЕРЛИНСКАЯ — ЛЕДНЕВА — ОКТЯБРЬСКАЯ

*Ю.В. Соколов<sup>1</sup>, А.И. Смирнов<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> *Детский оздоровительно-образовательный центр туризма,  
краеведения и экскурсий Кировского района г. Уфы*

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

Постановлением Правительства Республики Башкортостан № 514 от 30 декабря 2011 года утвержден новый памятник природы «Пещерная система Киндерлинская — Леднева — Октябрьская». Обоснование учреждения спелеологического памятника природы подготовлено Ю.В. Соколовым и А.И. Смирновым при участии Н.И. Рычаговой и Ш.Р. Абдуллина.

Пещерная система расположена в муниципальном районе Гафурийский район Республики Башкортостан, в 4–6 км к восток-северо-востоку от восточной окраины д. Таш-Асты. В тектоническом отношении она находится в пределах Западно-Уральской мегазоны Уральской складчатой системы. В геоморфологическом отношении объект охраны расположен в пределах низкогорных хребтов Южного Урала и занимает правый склон долины р. Зилим и часть водораздельного пространства со структурно-денудационным типом рельефа, охватывая область питания (частично) и разгрузки карстовых вод, формирующих систему. Абсолютные отметки — 135–460 м. Площадь спелеологического памятника природы составляет 2,15 км<sup>2</sup> (215 га).

Пещеры Киндерлинская, Леднева и Октябрьская были рекомендованы к охране как компонент ландшафтного заказника еще в 1993 г. [4, с. 48]. Уровень научно-прикладной значимости пещер и необходимый режим их охраны был определен согласно «Рекомендациям по выявлению, учету, оформлению и организации охраны пещер и карстовых объектов в качестве государственных памятников природы» [3]. Были приняты во внимание редкие ландшафтные, геологические, гидрологические, палеонтологические и биологические компоненты этих пещер. Позже пещеры Киндерлинская и Октябрьская предложены в качестве памятников природы Г.А. Данукаловой [2] и Э.З. Гареевым [1].

Пещеры Киндерлинская, Леднева и Октябрьская являются единой карстово-спелеологической системой. Кроме этих трех пещер в пределах области питания и разгрузки карстовых вод, формирующей систему, имеются еще пять пещер: Тёрка (Обвальная) — 116 м, Аю-Ыскан — 64 м, Надежд — 51 м, Королевская (Троих) — 21 м, Логово — 10 м.

**Самой значительной пещерой системы является пещера Киндерлинская им. 30-летия Победы (Победа)** — наиболее крупная по амплитуде и вторая по протяженности пещера Южного Урала.

Пещера издавна использовалась местными охотниками для хранения мяса. В 1940-х годах она была показана геологу Г.В. Вахрушеву, но он не обследовал ее.

Исследование пещеры началось в 1974 г., когда охотник А. Каранаев показал ее А.С. Андрееву — руководителю спелеологической секции г. Стерлитамака. Стерлитамакскими спелеологами пещера была изучена на протяжении 2443 м. В 1975 г. для изучения пещеры как экскурсионного объекта были организована экспедиция Башкирского областного совета по туризму и экскурсиям под руководством Геннадия Иванова, которая исследовала пещеру до 2260 м. В 1977–1985 гг. исследованием пещеры занимается Уфимская городская спелеосекция турклуба «Орион» под руководством Р.М. Низамутдинова. По итогам работы этих экспедиций изученная длина пещеры превысила 7 км. Дальнейшие исследования уфимских спелеологов И. Счастливого, И. Гаевского, Н. Лазарева, а также подводные прохождения красноярца П. Миненкова довели к 2010 г. общую исследованную протяженность пещеры до 9 км.

Пещера Киндерлинская им. 30-летия Победы (Победа) заложена в фаменских известняках (прослоями битуминозных) верхнего девона ( $D_3fm$ ) на восточном крыле Ташастинской синклинали [5]. Вход в пещеру находится в средней части правого борта долины р. Киндерля (левый приток р. Зилим), в ее устьевой части, на высоте 94 м над уровнем р. Зилим. Пещера представляет собой многоярусную систему наклонно-горизонтальных галерей, коридоров и ходов север-северо-восточного и запад-северо-западного направлений.

Протяженность пещеры 9 113 м, амплитуда 215 м, глубина 128 м, площадь пола 43 100 м<sup>2</sup>, объем 245 000 м<sup>3</sup>, средняя ширина 5,4 м, средняя высота 7,1 м.

В пещере проводят диапаузу летучие мыши.

Категория сложности прохождения пещеры 2Б [6].

**Вторая по значимости пещера системы — пещера Октябрьская.**

Входная шахта пещеры была впервые обследована до 220 м в 1976 г. спелеологами г. Октябрьского, отчего пещера и получила свое название. В 1977 г. экспедицией уфимских спелеологов под руководством Г.Р. Низамутдинова в пещере было найдено и исследовано до 1523 м горизонтальное продолжение.

Вход в пещеру находится в верхней части левого склона лога Усуюлю, открывающегося справа в долину р. Зилим в провальной воронке 4×8 м на абс. отм. 235 м.

Пещера заложена в серых массивных известняках фаменского яруса верхнего девона ( $D_3fm$ ) [5].

Это одна из длинейших и глубочайших пещер Башкортостана. Протяженность — 1 523 м, глубина — 98 м, средняя ширина — 5,5 м, средняя высота — 10,6 м, площадь пола — 8 377 м<sup>2</sup>, объем — 71 200 м<sup>3</sup>.

Пещера начинается колодезем, переходящим в шахту общей глубиной 83 м, образованным по трещине бортового отпора. На дне шахты, в гроте обитают летучие мыши. Далее пещера имеет горизонтальное продолжение из коридоров и галерей. Истоки подземного ручья, протекающего в северной части пещеры, находятся в пещере Киндерлинской.

Категория сложности прохождения пещеры 2Б [7].

***Пещера Леднева — третья по значимости пещера системы.***

Пещера открыта и исследована в 1974 г. спелеологами г. Стерлитамака под руководством А. Андреева, в 1985–1991 гг. Уфимскими спелеологами под руководством Р. Низамутдинова, А. Афанасьева, Ю. Туманова.

Пещера заложена в серых массивных известняках фаменского яруса верхнего девона (D<sub>3</sub>fm).

Вход в пещеру находится в средней части правого склона лога правого борта долины р. Бол. Киндерля, в крутом кулуаре на абс. высоте 284 м.

Протяженность пещеры — 766 м, глубина — 70 м, средняя ширина — 8,8 м, средняя высота — 7 м, площадь пола — 6336 м<sup>2</sup>, объем — 35480 м<sup>3</sup>.

Категория трудности прохождения пещеры 2А.

В настоящее время проблема сохранения пещер системы и их компонентов стала особенно острой в связи с многократным увеличением антропогенной нагрузки [8]. Наиболее остро эта проблема стоит в пещере Победа — наиболее доступной для посещения пещере системы. Ее посещают более 10 тысяч неорганизованных посетителей в год.

В последние годы происходит активное таяние и загрязнение ледника, ледовый сталагмит Снежная королева почти полностью разрушен. Испачкан кальцитовый натек Пагода. Исчезли такие предметы интерьера пещеры как Красный сталактит, пещерный жемчуг, гипсовые цветы.

По всей пещере встречаются следы человеческой деятельности: затоптаны ванночки и гурь, отломаны натеки, рассыпаны карбид, свечи, мусор, встречаются фекалии, прогрессирует плесень, на стенах надписи.

Из пещеры вынесены почти все костные окаменелые останки, находившиеся в поверхностном слое, в первой части пещеры производятся несанкционированные раскопки.

Стены и пол пещеры часто покрыты сальной копотью (причина — использование посетителями факелов и карбида, разжигание костров и приготовление пищи), а также надписями краской.

В феврале 2010 г. группой экологов из Башгосуниверситета под руководством Ш.Р. Абдуллина в пещере Киндерлинская проведены микробиологические исследования воды, воздуха и грунта. Специалистами Института биологии УНЦ РАН Н.Ф. Галимзяновой и Л.Ю. Кузьминой в воде и в грунте обнаружена кишечная палочка, в воздухе также найдены патогенные для человека бактерии и микромицеты.

Таким образом, современное состояние пещеры на сегодня — крайне неудовлетворительное. Периодическая очистка от мусора пещеры и ее окрестностей организованными спелеологами, инициатором которой является Федерация спелеологии и спелеотуризма Республики Башкортостан, не в состоянии обеспечить сохранность пещеры в первоначальном виде и препятствовать дальнейшему загрязнению и разрушению пещеры неорганизованными посетителями пещеры.

Объявление пещерной системы памятником природы направлено на восстановление и сохранение пещерной системы. Постановлением Правительства Республики Башкортостан № 514 от 30.12.2011 на территории памятника природы запрещены: доступ неорганизованных туристических групп, рубка леса, прокладка дорог, разведение костров, въезд на автомобилях, любое строительство и другие виды хозяйственной деятельности, приводящие к разрушению пещеры или к ухудшению условий ее существования.

Организация охраны пещерной системы возложена на ГУ Гафурийское лесничество, Зилимское участковое лесничество и Федерацию спелеологии и спелеотуризма Республики Башкортостан.

**Литература:**

1. Гареев Э.З. Геологические памятники природы Республики Башкортостан. — Уфа: Тау, 2004. — 206 с.
2. Данукалова Г.А., Яковлев А.Г. и др. Уникальные геологические памятники Башкортостана. Биостратиграфическая характеристика позднечетвертичных отложений: Отчет. — Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 1999. — 48 с.
3. Рекомендации по выявлению, учету, оформлению и организации охраны пещер и карстовых объектов в качестве государственных памятников природы / Составители В.М. Голод, Б.Р. Мавлюдов. — М.: ВООП, 1984. — 50 с.
4. Смирнов А. И., Соколов Ю.В. Пещеры горной части Башкирии (Южный Урал). — Уфа: УНЦ РАН, 1993. — 54 с.
5. Смирнов А.И., Соколов Ю.В. Карст и спелеология // Карст Башкортостана. — Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2002. — С. 301–340.

6. Соколов Ю.В. Киндерлинская пещера // Башкирская энциклопедия. — Уфа: Башкирская энциклопедия, 2007. — Т. 3: З–К. — С. 399.

7. Соколов Ю.В. Октябрьская пещера // Башкирская энциклопедия. — Уфа: Башкирская энциклопедия, 2008. — Т. 4: Л–О. — С. 514.

8. Соколов Ю.В. Спелеотуристский потенциал Республики Башкортостан // Природное и культурное наследие Южного Урала как инновационный ресурс. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. — С. 27–38.

## О ВЛИЯНИИ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ НА ВОДНЫЕ ОБЪЕКТЫ

*А.Р. Хабибова, Т.Б. Фащевская*

*Уфимский государственный авиационный технический университет*

Потепление климата, которое происходит сейчас, никак не вписывается в его естественные циклы. Оно происходит чрезвычайно стремительно. Никогда еще средняя температура планеты не изменялась с такой скоростью:  $0,7^{\circ}\text{C}$  за 100 лет, из них  $0,5^{\circ}\text{C}$  — за последние 50. А 11 из последних 12 лет были самыми жаркими за весь инструментальный период метеорологических наблюдений. Такая скорость не характерна для естественных циклических процессов и оставляет мало шансов биологическим видам и экосистемам на приспособление к столь быстрым климатическим изменениям [5].

Глобальная средняя приземная температура за период с конца XIX столетия возросла на  $0,6...0,8^{\circ}\text{C}$ . 1990-е годы были самым теплым десятилетием, а 1998 г. — самым теплым годом за все время инструментальных измерений, начиная с 1861 г. В среднем в период между 1950 и 1993 г. суточная минимальная температура воздуха в ночное время над сушей увеличивалась примерно на  $0,2^{\circ}\text{C}$  в десятилетие.

Количество осадков на поверхности суши в тропиках возросло примерно на  $0,2...0,3\%$  в десятилетие в течение XX столетия, однако увеличение количества осадков не столь очевидно в последние несколько десятилетий. Количество дождевых осадков также увеличилось над большими территориями тропических океанов [2]. Данные об изменениях в общем количестве облаков над территориями континентов в средних и высоких широтах северного полушария свидетельствуют об увеличении облачного покрова в период с начала XX столетия примерно на 2% [4].

Потепление климата на территории России оказалось заметно больше глобального. Размах аномалий (разность между максимумом и минимумом) среднегодовой температуры воздуха в России достигает  $3...4^{\circ}\text{C}$ , в то время как для земного шара он лишь несколько превосходит  $1^{\circ}\text{C}$ . Однако, если сравнить оценки периода 1976–2006 гг. с оценками для конца XX века (1976–2000 гг.), то для территории России в целом и для отдельных регионов обнаруживается тенденция к определенному уменьшению скорости потепления, тогда как в глобальном масштабе скорость потепления продолжает увеличиваться [3].

Таким образом, скорость потепления в 1976–2009 гг. для территории России составила  $0,48^{\circ}\text{C}/10$  лет. Наиболее интенсивным рост среднегодовых температур в этот период был на Европейской части России ( $0,53^{\circ}\text{C}/10$  лет), в Средней Сибири и в Прибайкалье – Забайкалье ( $0,52^{\circ}\text{C}/10$  лет) [2]. Отмечается тенденция к потеплению во все сезоны, кроме зимы, в Восточной Сибири.

Существует тенденция к увеличению годовых сумм осадков. На территории Европейской части России и в Восточной Сибири прослеживаются отдельные области с тенденцией к увеличению весенних осадков. В Восточной Сибири выделяются значительные по площади области с тенденцией к некоторому уменьшению осадков, в том числе на Чукотке (зимой и летом), в Хабаровском крае (зимой), на Камчатке (летом), в Приамурье и Приморье (осенью).

Особенно уязвимыми при изменениях климата (прежде всего, при его потеплении) являются водные экосистемы. Существенное влияние климатические изменения оказывают на гидрологический режим водных объектов и условия их питания. Глобальное повышение среднегодовой температуры воздуха ведет к изменению количества осадков, их агрегатного состояния и сезонного распределения, а также испарения. Например, за последние 35–40 лет в высоких широтах значительно увеличилась доля жидких осадков в зимний сезон года [6]. Это в свою очередь влияет на соотношение подземного, дождевого и снегового видов питания водотоков. Так, в бассейне Волги к 2015 г. ожидается увеличение количества осадков на 10–30%, Енисея — на 15–25%, а также подъем уровня грунтовых вод [1].

Водность рек в зимний сезон в 1978–2000 гг. увеличилась на 50–100% по сравнению с периодом 1946–1978 гг. Летне-осенний сток за период с 1978 по 2000 г. также увеличился на большей части территории России. Наиболее отчетливо этот процесс проявился на реках лесостепной и степной зон европейской территории России. В отличие от зимнего и осенне-летнего стока отмечается некоторое уменьшение весеннего стока рек в ряде регионов России. Уменьшение весеннего стока за период 1978–2000 гг. в верховьях Волги, в бассейнах рек Ока и Сура составило 10–20%, практически на всех реках бассейна Дона и российской части Днепра — 10–30%. Напротив, в ряде регионов имело место некоторое увеличение весеннего стока, как, например, в северной части бассейна Волги, на реках Унжа и Ветлуга — на 15–25%, в бассейне р. Камы — на 5–15%.

На севере Российской Федерации, на ряде водных объектов, включая Ладожское озеро, наблюдаются признаки антропогенного эвтрофирования. Повышение температуры воды активизирует этот процесс, что приводит к изменению трофического статуса водных экосистем севера.

Прогнозируемые изменения объема и режима стока рек потребуют дополнительного обустройства водохранилищ, гидроэлектростанций. Изменяются уровни внутренних морей, что ведет к неблагоприятным нарушениям прибрежных территорий. Повышение уровня мирового океана увеличит зоны засоления грунтовых вод и устьев рек и тем самым ограничит объемы пресной воды, имеющиеся в распоряжении людей и экосистем в прибрежных районах.

Рост температуры воды способствует размножению бактериальной микрофлоры, возможные мутации вызывают появление новых штаммов бактерий, в том числе и болезнетворных. Дисбаланс водных экосистем, происходящий в глобальном масштабе, имеет серьезные последствия. Так же, как разбалансировка климатической системы Земли грозит увеличением погодно-климатических аномалий, разбалансировка водных экосистем приводит к аномально широким интервалам изменения структуры гидробиоценозов во всей трофической цепи, в особенности их численности и биомассы.

Учитывая тот факт, что химический состав атмосферных осадков и поверхностных вод существенно отличается (атмосферные осадки содержат более низкие концентрации минеральных солей, имеют кислые значения pH и др.), изменение интенсивности и повторяемости выпадения атмосферных осадков, несомненно, влечет за собой и дальнейшее изменение как гидрологического, так и гидрохимического режимов рек.

Характер влияния повышения температуры воды определяется через изменение гидрологических условий формирования вод и биогеохимических циклов, то есть количеством осадков, наличием снежного покрова, состоянием почв, степенью истощения их обменных оснований и накопления кислотообразующих агентов на водосборе, микробиологической активностью, ускорением роста растительности и др. При потеплении климата достаточно ощутимый рост суммы ионов в водотоках (примерно на 25%) отмечается только в средней и южной частях Европейской территории России при росте температур на 2 °C. Значительное увеличение общего фосфора (примерно на 50%) наблюдается повсеместно, за исключением тундры и лесотундры, при повышении среднесуточных температур на 0,5 °C [7].

Таким образом, повышение температуры воды воздействует на скорость биогеохимических и экологических процессов, определяющих качество воды, что может привести к следующим последствиям:

- уменьшению содержания кислорода;
- уменьшению ледового покрова;

- более устойчивой вертикальной стратификации (температурная устойчивость) и меньшему перемешиванию воды в водоемах;
- эвтрофикации воды, изменению сроков «цветения воды» и ускоренному развитию вредоносных водорослей;
- изменению в местах обитания и распределении водных организмов.

Более интенсивные осадки приведут к росту мутности воды вследствие эрозии почв, а также к другим климатообусловленным изменениям в количестве и качестве отложений.

#### Литература:

1. XXI век — Вызовы и угрозы / Под ред. В.А. Владимирова, ЦСИ ГЗ МЧС России. — М.: Ин-октаво, 2005. — 304 с.
2. Воробьев А.Е. Человек и биосфера: глобальное изменение климата: Учебное пособие. — М.: Изд-во РУДН, 2006. — 442 с.
3. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2010 год: Отчет Федеральной службы по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет). — М.: Росгидромет, 2011. — 66 с.
4. Изменение климата — 2007: Материал Рабочей группы I Четвертого доклада Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК). — М.: МГЭИК. — 2007. — 35 с.
5. Изменение климата [Эл. ресурс] / Глобальное потепление. — URL <http://www.climatechange.ru/node/117>. — (29.05.2012).
6. Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации / Под. ред. С.М. Семенова. — М.: ВНИИГМИ-МЦД, 2008. — Т. II: Последствия изменений климата. — 289 с.
7. Худлярян М.Г., Моисеенко Т.И. Качество воды // Вестник РАН. — 2009. — Т. 79, № 5. — С. 403–410.

## РЕАЛЬНАЯ СЕЙСМИЧЕСКАЯ ОПАСНОСТЬ НА ТЕРРИТОРИИ Г.УФЫ

*Я.Н. Хамидуллин<sup>1</sup>, Р.К. Шакуров<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> Уфимский институт РГТЭУ

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

Одной из важнейших проблем мирового сообщества является разработка эффективной методологии оценки реального сейсмического риска, т.е. оценка конкретной энергетической величины возможного в данном регионе землетрясения. Возможный способ оценки этой величины приводится в работе [5]. Такие оценки весьма актуальны при выборе площадок для строительства различных промышленных объектов, особенно опасных в экологическом отношении. Традиционная физическая трактовка сейсмического процесса не в состоянии объяснить принципиальные факты, наблюдаемые в действительности. Наиболее ярким примером может служить так называемый «Нью-Мадридский феномен», когда на территории США в 1812 г. за два месяца произошло четыре сильнейших землетрясения (с магнитудой более 8 баллов по шкале Рихтера) в центре платформы, т.е. внутриплитовое землетрясение. Эти землетрясения входят в число 20 сильнейших землетрясений, зарегистрированных человечеством, поэтому не случайно р. Миссисипи изменила в результате этих событий свое русло. По существующим в сейсмологии представлениям землетрясения подобного энергетического уровня должны подготавливаться в течение длительного времени (порядка 600 лет). Тем более для платформенных областей события подобного уровня в таком незначительном временном окне не могли найти объяснение в рамках традиционной сейсмологии. В результате построения неравновесной статистической модели сейсмического процесса [1, 4], которая более адекватно описывает физическую природу этого процесса, удалось объяснить причинность «Нью-Мадридского феномена», а также создать методику выявления областей подготовки сильных землетрясений [1, 2], т.е. непосредственно подойти к решению проблемы оценки реального сейсмического риска.

Территория г. Уфы расположена в зоне интенсивного карстообразования. В результате карстового процесса возникают области неустойчивости, которые под воздействием внешних факторов (сильные землетрясения в сравнительно близлежащих регионах, различные вибрационные воздействия и т. д.) приводят к вторичным сейсмоопасным явлениям. Конкретным примером являются события в декабре 2000 г., когда вследствие сильного землетрясения в районе г. Небит-Даг (7,3 балла по шкале Рихтера, 6 декабря 2000 г.) сотрясения были зафиксированы на значительных расстояниях от места события. Примечательно то, что если в Челябинской области и в Поволжье сотрясения не превышали 3 баллов (практически не ощущались), то на территории г. Уфы по линии от Сипайлово до Демского района жители верхних этажей были вынуждены выйти на улицу, т. к. от весьма ощутимых подвижек наблюдалось движение мебели, звон посуды, раскачивание люстр в квартирах (этот факт зафиксирован в МЧС РБ). В силу отсутствия инструментальной регистрации подвижек и современной сейсмической службы на территории Башкортостана энергетический уровень вторичного сейсмического события оценили, совместно со специалистами Объединенного Института физики Земли РАН, по макроэффектам (внешним проявлениям) в 5 баллов по шкале Рихтера. Этот факт является убедительным аргументом о необходимости организации сейсмической службы на данной территории. Землетрясение на Тихоокеанском побережье Японии с аварией на атомной станции в г. Фукусима (11 марта 2011 г.) обусловило возникновение вторичного сейсмического эффекта на территории города Уфы — в здании Уфимской государственной Академии экономики и сервиса по ул. Чернышевского, 145. Сейсмволны через определенный промежуток времени после главного толчка серии Фукусимских землетрясений дошли до территории Башкирии и вызвали сейсмолочки в здании УГАЭС, которое построено в неблагоприятных инженерно-геологических условиях — на карстовых породах пермского возраста (к тому же, по рассказам старожилов, много лет назад на месте здания УГАЭС протекал ручей и работала водяная мельница). Студенты и преподаватели прекратили занятия и были эвакуированы из здания института.

С позиций неравновесной статистической модели сейсмический процесс является одним из естественных примеров проявления неравновесного критического перехода в геофизической среде, что обусловлено спецификой перераспределения энергии состояния в данной анизотропной среде. В силу неоднородности и нелинейности среды этот переход имеет триггерную (пороговую) природу, поэтому непрерывность наблюдений при регистрации сейсмических событий является необходимым условием полноты информации.

Дискретные наблюдения дают отрывочные сведения о процессе и могут быть использованы на начальных стадиях исследования текущей тектонической активности в новых районах. Результаты этих исследований носят качественный характер и отражают сейсмическую активность для выбранного промежутка времени. Количественная интерпретация результатов этих исследований, ввиду объективной неполноты информации, может иметь частный и ориентировочный характер.

Возможность оценки степени энергонасыщенности локального объема геофизической среды во временным рядам для параметра, характеризующего неопределенность распределения эффективной потенциальной энергии в данном объеме среды, открывает реальные пути для решения актуальнейшей проблемы сейсмологии — контроля за катастрофическими сейсмоопасными явлениями и управления тектонической энергией в локальном объеме среды. Методика реализации этих проектов основана на использовании результатов непрерывных наблюдений за сейсмическим процессом, что логически следует из развиваемого физического подхода для описания этого процесса. В связи с этим важно подчеркнуть принципиальный физический вывод о том, что процесс трещинообразования в геоматериалах и сейсмологический процесс аналогичен по характеру развития неравновесному фазовому переходу. Этот вывод позволяет специалистам по физике сейсмического процесса переосмыслить традиционные подходы к сейсмологическим исследованиям. В результате проведенных исследований сделано общее методологическое обоснование по исследованию текущей тектонической активности, исходя из физической модели сейсмического процесса [4]. Ключевым моментом для практической реализации является перспектива выделения полезного сигнала на записях общего регистрируемого сигнала, что особенно актуально для рассматриваемой территории. Особенности неравновесной организации меняют традиционные представления

о пространственно-временных связях, поэтому представления о единой пространственно-временной структуре сейсмичности весьма актуальны. Эти представления согласуются с наблюдаемым отклонением статистики процесса излучения сейсмической энергии от статистики независимых событий. Нахождение универсальной количественной характеристики такой среды является нетривиальной задачей. Принципиальной в этом рассмотрении будет фундаментальность понятия энтропии (в самом широком смысле) для характеристики реальных статистических систем. Получение конкретных выражений этой величины для сейсмоактивных сред [1, 4] дает возможность построения общих моделей функционирования таких регионов в реальных условиях. Выбор универсального параметра геофизической среды основан на неравновесной природе понятия информации, т. к. очевидно, что равновесная система информацией не обладает.

Учитывая тектонические и геологические особенности территории г. Уфы, необходимо организовать сейсмическую систему наблюдений с учетом рассмотренных выше методологических разработок, т. к. данный район принципиально отличается от традиционных сейсмоактивных регионов, в которых сейсмическая активность обусловлена межплитовыми подвижками.

### Литература:

1. Хамидуллин Я.Н. Физика сейсмического процесса. – Уфа, 1994. – 183 с.
2. Хамидуллин Я.Н. Способ контроля землетрясений / Заявка №96123157 от 05.12.96., патент №2102786 РФ. бюл. 2 от 20.10.96. 26 с.
3. Khamidullin Ya.N. The physical basis for delimiting earthquake source zones // Geophysical Research Abstracts 2000: General assembly of the European Geophysical Society. – Nice, France. – 2000.
4. Хамидуллин Я.Н. Неравновесная статическая модель сейсмического процесса // Автореф. дис. ... д-ра физ.-мат. наук. – Уфа, 2001. – 46 с.
5. Хамидуллин Я.Н. Способ оценки энергии ожидаемого сильного землетрясения // Геологический сборник № 3 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа, 2003. – С. 29–30.

## VI. ХРОНИКА

---

### ИНВЕСТФОРУМ В СТОЛИЦЕ БАШКИРСКОГО ЗАУРАЛЬЯ — ГОРОДЕ СИБАЙ

*Р.А. Хамитов*

*Управление по недропользованию по Республике Башкортостан, г. Уфа*

8–9 июня 2012 года в столице Башкирского Зауралья — горняцком городе Сибайе Республики Башкортостан прошел Инвестиционный межрегиональный форум «Зауралье–2012» — мероприятие всероссийского масштаба.

Организаторы форума — Правительство Республики Башкортостан, АНО «Агентство стратегических инициатив по продвижению новых проектов», Общероссийская общественная организация «Деловая Россия» и Торгово-промышленная палата республики.

В форуме приняли участие около 400 человек, представляющие федеральные и региональные органы государственной власти, органы местного самоуправления, институты развития, ведущие бизнес-структуры и общественные организации, а также видные российские ученые и эксперты, средства массовой информации. По приглашению Правительства республики в форуме приняли участие Президент Российского геологического общества, советник Председателя Совета Федерации РФ В.П. Орлов, первый вице-Президент РосГео Е.Г. Фаррахов, зам. директора ФГУП «ЦНИИГеолНеруд» Н.Г. Васильев, ученые из ИПКОН РАН И.В. Шадрюнова, М.В. Рьльникова и др.

Главная цель форума — организация профессионального диалога о технологиях ведения эффективной инвестиционной политики, выработка предложений по реализации «Стратегии 25–20», нацеленной на создание и модернизацию в стране 25 миллионов высокопроизводительных рабочих мест к 2020 году. Для Башкирского Зауралья это особенно актуально, так как промышленное развитие региона в основном связано с выявлением и наличием целого ряда крупных и средних месторождений цветных, благородных и черных металлов, нерудного горно-металлургического, горно-химического, дорожно-строительного, агрохимического сырья, природных лечебных объектов. Помимо давно известных горно-обогатительных комбинатов страны — ОАО «Учалинский ГОК» и ОАО «Башкирский медно-серный комбинат» (ныне ОАО «Сибайский ГОК»), за последние 10–15 лет здесь созданы и успешно работают много десятков предприятий по разведке, добыче и переработке минерального сырья, наиболее крупные из них: ООО «Башкирская медь», Сибайский филиал ОАО «УГОК», ОАО «Хайбуллинская горная компания», ОАО «Башкирское шахтопроходческое управление», ООО «Семеновский рудник», ООО «Баймакская горная компания», а также ряд малых компаний. Здесь сегодня ведутся геологоразведочные работы за счет средств федерального бюджета силами ОАО «Башкиргеология» и ОАО «ДИОР» по направлениям: «цветные металлы», «благородные металлы» и «неметаллы». По госзаказу Башнедра в 2012 году планируется размещение еще 2-х объектов геологоразведочных работ на медь и золото на общую сумму 350 млн. руб. Есть реальные приросты ресурсов и запасов важнейших видов полезных ископаемых в результате геологоразведочных работ, ранее проведенных по госзаказу «Роснедра» и «Башнедра» а также за счет средств недропользователей. Несомненно, все это способствует созданию сотен рабочих мест в горно-промышленном районе со многими накопленными за предыдущие годы геоэкологическими проблемами, снятию определенной напряженности с занятостью местного населения и пополнению регионального и местного бюджетов. Следует подчеркнуть, что только в рамках ранее принятой Правительством республики Комплексной программы экономического развития Башкирского Зауралья на 2012–2015 годы, в разработке и реализации которой принимает участие

Управление по недропользованию по Республике Башкортостан, планируется создание более 5,4 тыс. высокотехнологичных рабочих мест. Как отметил в своем выступлении Президент республики Р.З. Хамитов перед участниками форума, для потенциальных инвесторов увеличен набор льгот. Это — освобождение от уплаты налога на имущество организаций сроком от одного года до пяти лет; на этот же период снижение до 13,5% ставки налога на прибыль организаций, подлежащего зачислению в республиканский бюджет. В скором времени инвесторы смогут рассчитывать на увеличение срока установления пониженной налоговой ставки налога на прибыль и освобождение от уплаты налога на имущество организаций при объеме капитальных вложений свыше 5 млрд. рублей — до 10 лет.

В рамках форума Башнедрами была подготовлена и продемонстрирована экспозиция «Минерально-сырьевой потенциал Республики Башкортостан и Башкирского Зауралья» с геологическими коллекционными материалами из руд, горных пород, декоративно-поделочных изделий из камней-самоцветов и знаменитых башкирских яшм. Состоялись круглый стол по теме «Промышленность Зауралья: интеграция ресурсов и технологий» и секционное заседание под председательством начальника Башнедра Р.А. Хамитова на тему «Развитие горнорудной промышленности и металлургии», включившее в себя также обсуждение актуальных вопросов недропользования и воспроизводства минерально-сырьевой базы в регионе. Об актуальных проблемах правового и экономического обеспечения геологического изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы в России и применительно к ее субъектам выступил Президент РосГео, д.э.н. В.П. Орлов, который был выслушан с особым вниманием многими присутствующими в зале руководителями и специалистами научно-образовательных, научно-производственных, горнодобывающих и геологоразведочных организаций Башкортостана, Татарстана, Оренбургской, Челябинской, Свердловской и Пермской областей, Москвы и Санкт-Петербурга.

По итогам инвестфорума подписано 11 соглашений об инвестиционном сотрудничестве с общим объемом планируемых капвложений свыше 7 млрд. рублей. Для сравнения следует отметить, что только ООО «УГМК-Холдинг» совместно с дочерней компанией ООО «Башкирская медь» для освоения Юбилейного и Подольской группы месторождений уже вложены десятки миллиардов рублей, в том числе на строительство новой Хайбуллинской обогатительной фабрики более 4 млрд. рублей.

Программа форума сопровождалась посещением глубокого Сибайского карьера (504 м), древнего Аркаима, жемчужины Башкирского Зауралья — озера Талкас и завершилась красочным башкирским сабантуем на берегу Графского озера у седого Ирендяка.

## VII. ПЕРСОНАЛИИ

### ВАСИЛИЮ АЛЕКСАНДРОВИЧУ ПРОКИНУ — 90



С Василием Александровичем я знаком без малого половину века. Все это время я встречался с очень спокойным и доброжелательным человеком, обладающим хорошим чувством юмора. Но самой замечательной его чертой всегда была и сохранилась поныне — ясность мысли. Эта ясность проявлялась и в повседневных делах, и в его научно-практической деятельности, в умении применить свои немалые знания, солидную теоретическую подготовку к решению конкретных геологических задач. Помню, как мы смотрели керн, кажется в Баймаке, во дворе кернохранилища Баймакской ГРЭ, каждый смотрел керн «своей» скважины. Я что-то запутался в описании метасоматических зон. В.А. Прокин подошел, посмотрел и говорит: «Что-то, Игорь, Вы мудрите тут, все гораздо проще». И действительно, все было проще, встало на свои места. Эта ясность мысли ярко проявилась при открытии В.А. Прокиным Маканского месторождения. Основываясь на теории метасоматической зональности Д.С. Коржинского, умело применяемой к геологической обстановке, Василий Александрович дал прогноз о месте руды на фланге метасоматического

ореола, этот прогноз привел к открытию месторождения. Еще более сложная геологическая обстановка имела место перед открытием крупного Подольского медноколчеданного месторождения. Для прогнозирования этого объекта, скрытого под 600-метровой толщей безрудных пород, не было прямых поисковых признаков, существовала лишь общая благоприятная геологическая ситуация, точнее — благоприятные структурно-палеовулканологические и геофизические критерии. Нужна была ясность анализа и немалая смелость, чтобы дать прогноз. И этот прогноз, данный Василием Александровичем, оправдался.

В.А. Прокин прошел долгий, интересный и весьма плодотворный путь геолога, преподавателя и исследователя, путь, сформировавший его как **Крупного Уральского Геолога**, геолога с большой буквы.

В.А. Прокин родился 30 декабря 1922 г. В селе Знаменском Сухоложского района Свердловской области закончил школу и поступил в Свердловске в строительный железнодорожный техникум, который закончил в том самом, роковом 1941 г. В райкоме комсомола предложили поступить в Военно-политическое училище, где молодой выпускник техникума проучился с ноября 1941-го до конца марта 1942 г. 8 апреля отправился на фронт старшиной, заместителем политрука. Воевал в Крыму, на Украине, в Прибалтике. За освобождение Севастополя молодой старшина был награжден орденом Славы III степени. Затем последовали награды орденами Красной Звезды и Отечественной войны II степени и многими медалями. В 1945 г. В.А. Прокин поступил в Свердловский Горный институт, на 6-летний опытный курс. После окончания института с 1951 г. работал в Сибайской ГРП треста «Уралцветметразведка» главным геологом и главным инженером, затем — в Башкирском геологическом управлении. За 10 лет практической работы был собран богатый

материал, и в 1961 г. В.А. Прокин успешно защитил кандидатскую диссертацию. В 1963–66 гг. он заведует Лабораторией рудных месторождений Горно-геологического института БФАН СССР. Здесь он уделял основное внимание колчеданным месторождениям, палеовулканизму восточного склона Урала, и особенно метаморфизму и метасоматозу рудовмещающих толщ, что внесло огромный вклад и в разработку теоретических проблем рудообразования, и в выяснение критериев для поисков месторождений.

С 1968 г. по 1974 г. В.А. Прокин работает главным геологом Башкирского геологического управления.

Руководство В.А. Прокиным геологической службой Башкирии отличалось неформальным подходом к практическим геологическим проблемам, стремлением привлечь к поисковым работам широкий комплекс геофизических, геохимических и тематических исследований. В этот период были открыты и разведаны крупные медноколчеданные месторождения Урала — Юбилейное и Подольское, выполнена разведка Октябрьского и ряда месторождений Баймакского рудного района. Труд В.А. Прокина был оценен, он был удостоен звания «Заслуженный деятель науки и техники Башкирской АССР». Параллельно с главным делом — руководством поисками и разведкой медноколчеданных месторождений в Республике, В.А. Прокин ведет большую работу по изучению металлогении Южного Урала. Он является заместителем главного редактора металлогенической карты Урала. Итогом плодотворного периода работы в академическом институте и Башкирском геологическом управлении была защита докторской диссертации (1973 г.) и издание монографии «Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале» (1977 г.).

В 1975–1977 гг. Василий Александрович — заместитель начальника Управления минеральных ресурсов Министерства геологии РФ, а с 1977 г. по 1986 г. заведует Кафедрой геологии месторождений полезных ископаемых Свердловского Горного института, одновременно руководя отраслевой научно-исследовательской лабораторией по оценке перспектив рудных районов Урала.

Следующим крупнейшим творческим достижением Василия Александровича явилась работа над уникальным фундаментальным коллективным трудом — 3-томным изданием «Медноколчеданные месторождения Урала», отдельные тома которого вышли в 1985, 1988 и 1992 гг. Этот труд, в котором В.А. Прокин был главным автором, организатором и заместителем ответственного редактора, обобщил все новые сведения о медноколчеданных месторождениях Урала и широком круге проблем, связанных с их происхождением.

В 1986 г. В.А. Прокин оставляет преподавательскую деятельность и до 2004 г. заведует Лабораторией рудных месторождений в Институте геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург), продолжая разрабатывать проблемы металлогении, геологии месторождений колчеданного семейства, активно участвуя во Всероссийской и Международной научной жизни.

Я считаю Василия Александровича Прокина одним из своих учителей. По-моему учитель — это не тот, кто дает людям знание — знание можно почерпнуть и из книг. Учитель, мне кажется, это тот, кто умеет научить правильно знанием пользоваться. Именно таким учителем для меня и, думаю, для многих других был и остается Василий Александрович.

*И.Б. Серавкин*

## ПАМЯТИ ТОВАРИЩА



В 2011 году Институт Геологии УНЦ РАН понес большую утрату. Скончался **Козлов Вячеслав Иванович** — ведущий научный сотрудник Института геологии Уфимского научного центра РАН.

Научная деятельность В.И. Козлова связана с изучением стратиграфии верхнего докембрия Южного Урала и востока Русской плиты. Вячеслав Иванович научную работу успешно совмещал с научно-организационной деятельностью. Он являлся членом Научного совета по докембрию РАН и постоянных комиссий по верхнему докембрию МСК России и Уральского РМСК. Ему принадлежит инициатива проведения и организация в г. Уфе II Всероссийского Совещания «Общие вопросы расчленения докембрия СССР» в 1990 г. и Всероссийского совещания «Стратиграфия, палеонтология и перспективы нефтегазоносности рифея и венда восточной части Восточно-Европейской платформы» в 1999 г.

Вячеслав Иванович Козлов родился в 1935 г. в г. Казани. В 1957 г. с отличием окончил геологический факультет Казанского государственного университета по специальности геологическая съемка и поиски месторождений полезных ископаемых и получил направление на работу в Южно-Уральское геологическое управление (ныне ОАО

«Башкиргеология») в г. Уфу. В Южно-Уральском геологическом управлении в должности начальника геолого-съёмочных и тематических партий В.И. Козлов проработал более 23 лет и за этот период им составлены комплекты геологических карт масштаба 1:50 000 Центрального Уральского поднятия, карты формаций верхнего докембрия Южного Урала масштаба 1:500 000, изданные во ВСЕГЕИ в 1986 г. В 2002 г. издательством ВСЕГЕИ в г. Санкт-Петербурге были выпущены Государственная геологическая карта масштаба 1:1 000 000, Новая серия, Лист N-40 (41) — Уфа и объяснительная записка к ней, одним из авторов и ответственным редактором которых был В.И. Козлов.

После успешной защиты в 1975 г. диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук в Геологическом институте АН СССР (г. Москва) В.И. Козлов по приглашению руководства Института геологии Уфимского научного центра РАН возглавляет организованную им Лабораторию стратиграфии докембрия, которая была единственным самостоятельным подразделением подобного профиля среди геологических академических научных учреждений и производственных организации на Урале и в Волго-Уральской области.

На основе детального изучения разрезов допалеозойских отложений с применением комплекса новейших методов на примере Южного Урала В.И. Козловым разработаны критерии корреляции различно метаморфизованных рифей-вендских образований, установлены особенности формирования развитых здесь метаморфических комплексов и определено их место в Общей шкале докембрия Урала. Дано полное описание стратотипов рифея региональной стратиграфической шкалы и уточнено стратиграфическое положение известных здесь месторождений полезных ископаемых.

Разработанная В.И. Козловым уточненная стратиграфическая шкала верхнего докембрия Южного Урала отвечает современному мировому уровню. Она построена на хроностратиграфической основе: на основании анализа последовательности, соотношений и особенностей геологических объектов — слоистых горных пород и содержащихся в них органических остатков, установления стратотипов подразделений и их границ, и в этом отношении она выгодно отличается от проекта международной шкалы, разработанного на хронометрической основе.

Предложенная им стратиграфическая шкала верхнего докембрия Южного Урала положена в основу Унифицированных и корреляционных стратиграфических схем верхнего докембрия Южного Урала, принятых IV Уральским стратиграфическим совещанием в апреле 1990 г. в Свердловске. Эта шкала была обсуждена в октябре 1990 г. на втором Всесоюзном совещании «Общие вопросы расчленения докембрия СССР» и в качестве основы использована при составлении Общей шкалы верхнего докембрия СССР.

В последние годы В.И. Козлов совместно с д.г.-м.н. А.А. Краснобаевым (главным научным сотр. ИГиГ УрО РАН, г. Екатеринбург) и чл.-корр. РАН В.Н. Пучковым (директором ИГ УНЦ РАН, г. Уфа) проводил исследования по датированию основных рубежей стратонов рифея и венда на Южном Урале новейшими геохронологическими методами (SHRIMP-II и TIMS) по циркону и бадделеиту из магматических образований. Целью работ является обоснование российских приоритетов в выделении и датировании отложений позднего докембрия и совершенствование Общей стратиграфической шкалы России. В результате этих исследований уточнен возраст нижней границы нижнего и среднего рифея. В Общей шкале докембрия России предложено выделить новый надкаратауский (но довендский) стратон — *аршиний* (с индексом RF<sub>4</sub>). Стратотипическими для аршиния являются разрезы в районе пос. Тирлян по рекам Арше, Белой и ее притокам ниже д. Махмутово, а также на горах Игонин Камень, Шум, Крутая и Мал. Баштур. Полученные датировки циркона позволили определить нижний возрастной рубеж аршиния в 750 млн. лет. Верхняя граница стратона определяется подошвой венда и имеет возраст 600 млн. лет. Отложения аршиния завершают разрез рифейской эонотемы в стратотипических разрезах Южного Урала.

На Всероссийском совещании «Стратиграфия, палеонтология и перспективы нефтегазоносности рифея и венда восточной части Восточно-Европейской платформы», которое проходило в г. Уфе в 1999 г., впервые для всей Волго-Уральской области была принята Стратиграфическая схема рифейских и вендских отложений. Схема эта была подготовлена группой специалистов Института геологии УНЦ РАН (г. Уфа), ЦНИИ Геолнеруд (г. Казань) и «БашНИПИнефть» (г. Уфа) под руководством В.И. Козлова. В основу Стратиграфической схемы были положены результаты интерпретации материалов глубокого бурения и геофизических работ с использованием современных методов сейсмопрофилирования, анализа новых данных по стратиграфии, палеонтологической и лито-фациальной характеристике рифей-вендских отложений и тектоническому строению региона.

Расширенным Бюро МСК России стратиграфическая схема отложений рифея и венда Волго-Уральской области и объяснительная записка к ней утверждены в январе 2000 г. и переданы во все научно-производственные организации Волго-Камского региона и ведущие институты России для последующего использования при проведении геологоразведочных работ на углеводороды и при подготовке серийных легенд Госгеолкарты — 200 и их совершенствования.

В последние годы в Стратиграфическую схему Волго-Уральской области 2000 г. В.И. Козловым внесены значительные изменения и дополнения, большая часть которых рассмотрена и одобрена РМСК России. В.И. Козлов готовился в октябре 2013 г. провести в г. Уфе Всероссийское совещание по Общим вопросам расчленения докембрия России, на котором предполагалось обсудить и принять новую Стратиграфическую схему Волго-Уральской области, где уточняется объем, состав и возраст стратонов рифея и венда региона.

Умелый организатор В.И. Козлов проводил работы в творческом содружестве с ведущими исследователями верхнего докембрия региона: С.Н. Ивановым, Б.М. Келлером, Ю.Р. Беккером, М.И. Гаранем, А.И. Ивановым, Д.Г. Ожигановым, М.А. Семихатовым, И.Н. Крыловым, З.А. Журавлевой, В.А. Комаром, И.Е. Постниковой, Е.М. Аксеновым, Л.Ф. Солонцовым, М.А. Камалетдиновым, А.А. Краснобаевым, В.Н. Пучковым, Ю.Д. Смирновым, И.Д. Соболевым и др.

В.И. Козловым опубликованы сотни научных работ: монографии, путеводители геологических экскурсий по Южному Уралу и Волго-Уральской области на русском и английском языках, препринты и многочисленные статьи в отечественных изданиях и за рубежом.

Обладая прекрасным знанием верхнего докембрия Южного Урала и сопредельных территорий, В.И. Козлов проводил интереснейшие геологические экскурсии для ученых России, Германии, Испании, США и др. Первая большая геологическая экскурсия иностранных ученых на Южном

Урале в рамках Международного проекта «Корреляция докембрия» состоялась в 1975 г. Проводил экскурсию по основным разрезам рифея Южного Урала для зарубежных коллег из Франции, США, Португалии, Испании, Англии, Австралии, Польши, Чехословакии В.И. Козлов. Эта экскурсия способствовала признанию рифейских отложений Урала, как единицы Международной шкалы докембрия. В.И. Козлов неоднократно участвовал в выполнении различных международных проектов. Материалы исследований докладывались им на I Международном симпозиуме «Корреляция докембрия» (г. Москва, 1975 г.), а по результатам работ на 27 сессии Международного геологического конгресса (г. Москва, 1984 г.) Вячеслав Иванович отмечен дипломом и золотой медалью Мингео СССР. В.И. Козлов участвовал в организации и проведении международной конференции «Магматизм на пассивных окраинах Родинии» и полевой экскурсии по ключевым разрезам верхнего докембрия Южного Урала в 2003 г. в рамках Международного Проекта МПГК – 440, а в 2006 г. — в полевой экскурсии для геологов Китайской Академии Геологических Наук и республики Корея в рамках проекта «Создание комплекта мелкомасштабных карт геологического содержания Урало-Монгольского складчатого пояса».

Активное участие В.И. Козлов принимал в разработке Республиканских программ в Башкортостане, в частности программы бурения глубоких скважин для оценки перспектив нефтегазоносности палеозойских и рифей-вендских отложений Горной и Зауральской Башкирии. По итогам этих работ была издана монография, а заслуги Вячеслава Ивановича в изучении недр региона отмечены республиканской премией в области наук о Земле и экологии имени К.Р. Тимергазина, присужденной Президиумом Академии наук Республики Башкортостан 15 апреля 2003 г.

Своими знаниями и опытом В.И. Козлов охотно делился с молодыми коллегами, многие из которых считают его своим учителем. Под его руководством путевку в интересную геологическую жизнь получили молодые специалисты как на производстве (В.А. Шефер, Н.Е. Шишорина, Н.М. Шевченко, Ф.А. Халиуллина, Л.Н. Алкина и др.), так и в науке (Н.Д. Сергеева, А.В. Маслов, Э.З. Гареев, Н.Н. Ларионов и др.).

19 ноября 2011 года В.И. Козлова не стало. Ушел из жизни полный планов и идей человек широкой души, энциклопедических знаний и высокой научной этики. Беззаветное служение геологической науке, бережное отношение к научным результатам и фактам — таким был Вячеслав Иванович Козлов, таким он и останется в памяти геологов Урала и всех исследователей верхнего докембрия.

*Н.Д. Сергеева, В.Н. Пучков*

## ВИКТОР ШЕФЕР — ПРЕРВАНЫЙ ПОЛЕТ

Десять лет назад безвременно, от тяжелой болезни, ушел из жизни один из лучших знатоков Западного склона Башкирского Урала, замечательный геолог-съемщик Виктор Александрович Шефер. Ушел в расцвете творческих сил, полный замыслов и планов. Открытия и достижения В.А. Шефера остались во многом неизвестными и неоцененными.

Виктор Александрович родился 10 января 1956 г. в семье ссыльных «русских немцев» на Северном Урале, а вырос в Казахских степях. Семья Шеферов в полной мере испытала все «прелести» сталинской политики переселения. После окончания школы Виктор Шефер поступил в Миасский геологоразведочный техникум, ставший для него проводником в «большую геологию». Позднее, уже будучи маститым геологом, Виктор с большой теплотой вспоминал своих первых учителей — геологов-практиков, преподававших в техникуме. После службы в армии Шефер приехал в Башкирию. Здесь он создал семью и связал свою судьбу с этой землей и изучением богатств ее недр. Виктор работал в Западно-Башкирской экспедиции ПГО «Башкиргеология», где быстро прошел путь от техника-геолога до начальника партии и ответственного исполнителя геолого-съемочных объектов. Эти годы становления Шефера как геолога были одновременно и трудными и счастливыми. Работу в поле он успешно совмещал с учебой в Свердловском горном институте. В 1988 г. Шефер приступил в качестве ответственного исполнителя к работам по геологическому доизучению масштаба 1:50 000 Канской площади. Однако начавшийся в начале 90-х годов развал страны, финансовые неурядицы привели к тому, что завершить эту работу ему удалось только в 2000 г.

Даже в эти перестроечные годы безденежья и развала неумный живой характер не позволил Шеферу сидеть «сложу руки». В пос. Тирлян им был организован небольшой деревообрабатывающий цех, основной продукцией которого были дешевые сборно-щитовые садовые домики. В созданное им ООО «Пангея» были привлечены его сотрудники — геологи, оставшиеся без работы. Начиная с 1995 г. ООО «Пангея» взялось за трудную и нестандартную задачу — создание производства железисто-окисных пигментов на основе природных охр. За счет собственных средств, а более энтузиазмом и трудом Шефера и сподвижников было оценено и разведано Тирлянское месторождение красных охр.

Будучи патриотом ПГО «Башкиргеология», Виктор Александрович глубоко переживал трудности предприятия, подготовил ряд предложений о его структурной перестройке, однако, видя нежелание к таким переменам руководства Компании (ставшей к этому времени акционерным обществом), в 1999 г. вынужден был уйти из ОАО «Башкиргеология» и при поддержке руководства Института геологии УНЦ РАН организовал в Институте хоздоговорной отдел «Геокарта». По замыслам этот отдел со временем должен был превратиться в полноценное геолого-съемочное подразделение. Однако смерть Виктора не позволила завершить начатое.

Каково же «наследие» Виктора Шефера? Каковы его достижения и открытия?

Крупным достижением, до сих пор не оцененным по достоинству, является выделение (совместно с Н.Н. Ларионовым) Западного (Юрматауского) и Восточного (Ямантауского) типов разреза среднего рифея Башкирского мегантиклинория, отличающихся фациальными характеристиками, степенью постседиментационных преобразований и геодинамической позицией. На основании



этих исследований были установлены принципиально новые структурно-формационные зоны — Восточнобашкирская (парааллохтон) и Западнобашкирская (параавтохтон). К автохтонным образованиям был отнесен Кужинский комплекс, о котором впервые заявил В.А. Филиппов в ходе геолого-разведочных работ в пределах Кужинского барит-полиметаллического рудного поля. Однако именно В.А. Шефер и Н.Н. Ларионов определили геолого-стратиграфическую и тектоническую позицию Кужинского комплекса, изучили и разработали схему его расчленения, определили его повсеместное развитие в Юрматауском антиклинории. Здесь же, в южной части Башкирского мегантиклинория, В.А. Шефер впервые обосновал и откартировал поля развития бакальской и саткинской свит нижнего рифея, известные ранее только в северной части мегантиклинория. К сожалению, эти открытия прошли практически незамеченными, а ведь они открывают путь к реальному прогнозированию месторождений полиметаллов, барита, железа, золота, позволяют раскрыть реальную структуру Башкирского поднятия.

Незамеченным прошло и обнаружение Виктором Александровичем нового магнетитоносного района — Кужинского (проявления Яру, Уртыбаш, Восточно-Кужинское). Открытие сделано в стратиграфических подразделениях среднего рифея (кужинской свите), в районе, которые ранее не рассматривались в качестве перспективных на выявление месторождений магнетитов, несмотря на долгую историю изучения магнетитоносности Башкирского поднятия. Это классический пример удачного «теоретического» прогноза, реализованного на практике. Общие прогнозные ресурсы района были оценены в 500 млн. т магнетитов, при содержании MgO 32,5–44,35%.

К крупным достижениям, безусловно, относится и обоснование В.А. Шефером фосфоритоносности нижнесилурийских отложений западного борта Зилаирского синклинория. Поводом послужило обнаружение им небольшого Янгиюльского проявления бедных кремнистых фосфоритов. Широта геологического кругозора, неординарность мышления позволили Виктору не просто зафиксировать это открытие, а в полной мере увидеть его последствия. Именно Шефером впервые была доказана схожесть разрезов Зилаирского синклинория и Каратауского бассейна Южного Казахстана, разработаны и обоснованы основные критерии прогнозирования. К сожалению, отсутствие поддержки отраслевого института не позволило до настоящего времени провести полноценные поисковые работы. Нижнепалеозойские отложения Западного склона Урала и коры выветривания по ним остаются единственным геологическим телом в Европейской России, в пределах которого возможно обнаружение крупных месторождений фосфоритов.

Большое внимание Виктор Александрович уделял и изучению рыхлых кайнозойских образований. Созданная им геоморфологическая схема Канской площади и карта четвертичных образований могут служить эталоном для карт аналогичного содержания М 1:50 000. Увлечение геоморфологией и идеями В. Пенка и Л. Кинга было «хобби» В.А. Шефера. Но благодаря этому «хобби» были сделаны интереснейшие выводы об уровнях денудационного выравнивания на западном склоне Южного Урала, педиментах и педипленах в межгорных понижениях, гольцовых террасах на склонах высоких хребтов, о неотектоническом рельефе Кракинских массивов, о связи неотектонических форм рельефа с положением глубинных разломов фундамента. И все это — на основании реального картирования элементарных поверхностей рельефа.

Новое слово сказано Шефером и в познании современных и древних кор выветривания Западного склона Урала. Им впервые доказано наличие среднерифейских зон пластового окисления на контакте ниже- и среднерифейских образований Кужинской синклинали. Определена геологическая позиция каолинит-иллитовых кайнозойских кор выветривания. Высказано предположение о присутствии среди них низкотемпературных аргиллизитов.

Размеры статьи не позволяют рассказать еще о многих наработках Виктора Александровича, при упоминании которых уместны слова «впервые», «первый». Выдающийся геолог Виктор Шефер не стремился к славе, он охотно раздавал свои идеи, ему хотелось, чтобы результатами его исследований пользовались на практике в деле приумножения минерально-сырьевой базы Урала.

*А.В. Кочергин, Н.Н. Ларионов, Н.В. Грановская*

## Алфавитный указатель авторов

- Абдрахманов Р.Ф. ....232, 235, 237  
 Анисимов И.С. .... 3, 110  
 Анкушева Н.Н. ....129, 166  
 Аржавитина М.Ю. ....71  
 Ахметов Р.М. ....232, 235, 240  
 Аюпова Н.Р. .... 114
- Баженов М.Л. ....219, 222  
 Баймиева Я.И. ....242  
 Барышников В.И. ....244, 255  
 Беликова Г.И. .... 72, 75  
 Белковский А.И. .... 77, 118  
 Белогуб Е.В. .... 187  
 Биктимерова З.Р. ....6
- Васильев Д.Ю. ....248  
 Викентьев И.В. .... 120  
 Волчков А.Г. .... 193
- Галимов Н.Р. .... 123  
 Галиуллин И.Б. ....212  
 Гибадуллин З.Р. .... 193  
 Голованова И.В. ...216, 219, 222, 225  
 Горожанина Е.Н. .... 12, 16  
 Горожанин В.М. .... 6, 9, 16  
 Гражданкин Д.В. ....45  
 Грановская Н.В. .... 22, 281
- Даниленко С.А. ....79  
 Данукалова Г.А. ....25, 28  
 Данукалов К.Н. ....219, 222  
 Диханов Е.Н. .... 126
- Евдокимов И.М. ....224  
 Евдокимов С.И. ....224  
 Ефименко О.С. ....126  
 Ефименко С.А. ....126
- Жданов Г.Ш. ....208
- Зайков В.В. ....187  
 Знаменская Н.М. ....132  
 Знаменский С.Е. .... 129, 132, 166
- Иванов Ю.А. ....249  
 Исмагилов И.Х. ....177  
 Исмагилов Р.А. .... 134, 138, 144
- Кадыров А.Ф. ....219, 222  
 Казаков П.В. ....141, 251  
 Казанцева Т.Т. ....32  
 Камалетдинов М.А. ....144  
 Камалов В.Г. ....255  
 Кинзягулов У.Р. ....249
- Ковалев С.Г. .... 82, 84  
 Ковалев С.С. .... 84  
 Козлов В.И. .... 52  
 Кондратенко В.Ф. .... 68  
 Корнилов А.М. .... 208  
 Косарев А.М. .... 148, 152, 190  
 Кочергин А.В. .. 123, 156, 159, 281  
 Кочергин Д.В. .... 159  
 Краснобаев А.А. .... 52  
 Крупенин М.Т. .... 42, 45, 82, 87  
 Крылатов В.А. .... 212  
 Кузнецов А.Б. .... 87  
 Кузнецов Н.Б. .... 219, 222  
 Кулагина Е.И. .... 16
- Лаздина О.Н. .... 161  
 Ларионов Н.Н. .... 38, 281  
 Левашова Н.М. .... 219, 222  
 Лешан И.Ю. .... 235
- Мавринская Т.М. .... 40  
 Масленникова С.П. .... 89  
 Масленников В.В. ....89, 114  
 Маслов А.В. .... 42, 45, 95, 102  
 Меерт Дж. .... 222  
 Мелекесцева И.Ю. .... 163  
 Мизенс Г.А. .... 42  
 Минибаева К.Р. .... 152  
 Мичурин С.В. .... 6, 129, 166  
 Моисеев И.Б. .... 212  
 Мустакимова Е.А. .... 212  
 Мустафин С.К. .... 169, 174
- Никитина О.А. .... 260  
 Никонов В.Н. .... 177
- Овчинников В.В. .... 179, 182  
 Орлов М.П. .... 183  
 Осипова Е.М. .... 25, 28
- Пазухин В.Н. .... 16  
 Панов А.А. .... 249  
 Перова Е.Н. .... 183  
 Пирожок П.И. .... 92, 183, 212  
 Подковыров В.Н. .... 42, 45  
 Подрядов О.В. .... 249  
 Попов В.Г. .... 235, 237, 262  
 Пучков В.Н. .... 47, 52, 278
- Родичева З.И. .... 190  
 Ронкин Ю.Л. .... 95, 102
- Савельев Д.Е. .... 187  
 Салихов Д.Н. .... 99, 141
- Сальманова Р.Ю. ...216, 219, 222, 225  
 Сатаева Э.М. ....156  
 Светлакова А.Н. ....228  
 Семендяев В.К. ....212  
 Серавкин И.Б. .... 152, 190, 276  
 Сергеева Н.Д. ....9, 52, 278  
 Смирнов А.И. .... 161, 265, 266  
 Смирнова Ю.Н. ....42  
 Соколов Ю.В. ....266  
 Сорокин А.А. ....42
- Тагариева Р.Ч. ....56  
 Татарко Н.И. ....193
- Фазлиахметов А.М. ....59  
 Фархутдинов А.М. ....61  
 Фархутдинов И.М. ....61  
 Фащевская Т.Б. ....269  
 Федорова Н.М. ....219, 222  
 Федоров Ю.Н. ....95, 102
- Хабибова А.Р. ....269  
 Хамидуллин Я.Н. ....271  
 Хамитов Р.А. .... 193, 208, 274  
 Хидиятов М.М. ....219, 222  
 Холоднов В.В. ....105
- Целуйко А.С. .... 114
- Чадченко А.В. ....92, 212  
 Челпанов П.Е. ....255  
 Чувывров А.Н. ....248
- Шагалов Е.С. ....105  
 Шакуров Р.К. ....271  
 Шарипова А.А. ....107  
 Шарипов А.К. ....249
- Юминов А.М. ....163
- Яковлев А.Г. ....65, 67  
 Якупов Р.Р. ....68  
 Ярославцева Н.С. ....89

## СОДЕРЖАНИЕ

<b>I. ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ, ГЕОМОРФОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ</b> .....	3
<b>Анисимов И.С.</b> Мансуровская толща: ее строение и положение в геологическом разрезе девона .....	3
<b>Горожанин В.М., Мичурин С.В., Биктимерова З.Р.</b> Новые изотопные и геохимические данные по неопротерозойским тиллитам Южного Урала (толпаровский разрез) .....	6
<b>Горожанин В.М., Сергеева Н.Д.</b> Минеральные индикаторы миграции углеводородов в отложениях верхнего протерозоя Камско-Бельского авлакогена (Волго-Уральская область) .....	9
<b>Горожанин Е.Н.</b> Типы осадочных бассейнов ордовика Южного Урала и восточной окраины Русской платформы .....	12
<b>Горожанин Е.Н., Горожанин В.М., Кулагина Е.И., Пазухин В.Н.</b> Тектоно-седиментационная модель образования визейско-серпуховских отложений разреза Верхняя Кардаилловка .....	16
<b>Грановская Н.В.</b> Уровни денудационной и гольцовой планации в горном рельефе Башкирского Урала .....	22
<b>Данукалова Г.А., Осипова Е.М.</b> Верхненеоплейстоценовые отложения Южноуральского региона .....	25
<b>Данукалова Г.А., Осипова Е.М.</b> Стратиграфия голоцена Южноуральского региона .....	28
<b>Казанцева Т.Т.</b> К сравнительному анализу структурной геологии Южного Урала и Северного Кавказа .....	32
<b>Ларионов Н.Н.</b> Особенности тектоники зоны сочленения Башкирского антиклинория и Зилаирского синклинория .....	38
<b>Мавринская Т.М.</b> Биостратиграфическое расчленение лоховских отложений по конодонтам в разрезе у д. Миндигулово (западный склон Южного Урала) .....	40
<b>Маслов А.В., Мизенс Г.А., Подковыров В.Н., Сорокин А.А., Смирнова Ю.Н., Крупенин М.Т.</b> Синорогенные песчаники: основные литохимические особенности .....	42
<b>Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Подковыров В.Н., Крупенин М.Т.</b> Особенности изменения ряда литохимических параметров тонкозернистых алюмосиликокластических пород верхнего венда северо-восточной окраины Русской платформы .....	45
<b>Пучков В.Н.</b> О возрасте ашинской серии Южного Урала .....	47
<b>Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Козлов В.И., Сергеева Н.Д.</b> Новые определения изотопного возраста вулканических излияний в типовом разрезе рифея и венда Южного Урала: следствия для стратиграфии и тектоники .....	52
<b>Тагариева Р.Ч.</b> Палеонтологический метод выявления гиатусов на примере изучения верхнедевонских конодонтов западного склона Южного Урала .....	56
<b>Фазлиахметов А.М.</b> Первые результаты расчета скоростей седиментации отложений среднего и верхнего девона Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала .....	59
<b>Фархутдинов И.М., Фархутдинов А.М.</b> Уфимско-Айская поднадвиговая зона — новый перспективный объект для поисков нефти и газа на западном склоне Южного Урала .....	61
<b>Яковлев А.Г.</b> Мелкие млекопитающие из отложений пещеры Мурадымовская 2 (Южный Урал) .....	65
<b>Яковлев А.Г.</b> Новые находки мелких млекопитающих в культурном слое пещеры Шульган-Таш (Капова) .....	67
<b>Якупов Р.Р., Кондратенко В.Ф.</b> О первых находках хитинозой в платформенных отложениях ордовика юго-востока Русской платформы .....	68

<b>II. МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ</b> .....	71
Аржавитина М.Ю. О пизолитовых туфах улутауской свиты .....	71
Беликова Г.И. К геохимической специализации Дайкового комплекса Худолазовской мульды (Южный Урал) .....	72
Беликова Г.И. Новая информация о риолитовой дайке Чекинского массива (Восточно-Магнитогорская зона, Южный Урал) .....	75
Белковский А.И. Ильменитсодержащие метаморфиты докембрийских комплексов Урала .....	77
Даниленко С.А. Минералогическая зональность и кристаллохимические особенности околорудных хлоритов Комсомольского медно-цинковоколчеданного месторождения (Блявинская группа) .....	79
Ковалев С.Г., Крупенин М.Т. Геохимия терригенных пород большеинзерской свиты (западный склон Южного Урала) в связи с рудообразованием .....	82
Ковалев С.Г., Ковалев С.С. Интрузивный магматизм западного склона Южного Урала как источник благороднометальной специализации терригенных пород .....	84
Крупенин М.Т., Кузнецов А.Б. Изотопно-геохимические признаки метасоматоза на Исмакаевском месторождении кристаллических магнезитов .....	87
Масленников В.В., Масленникова С.П., Ярославцева Н.С. Изучение типохимизма сульфидов для решения фундаментальных проблем и прикладных задач прогнозирования и освоения колчеданных месторождений .....	89
Пирожок П.И., Чадченко А.В. Сидерофильные элементы-примеси в рудах Учалинского месторождения (Южный Урал) .....	92
Ронкин Ю.Л., Федоров Ю.Н., Маслов А.В. Особенности концентрирования редких и рассеянных элементов в нефтях и их тяжелых фракциях ряда нефтегазовых месторождений Ханты-Мансийского автономного округа Тюменской области .....	95
Салихов Д.Н. Магнитогорско-Богдановский грабен — геология, вулканизм, интрузивный магматизм .....	99
Федоров Ю.Н., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В. Редкие и рассеянные элементы в сырых нефтях Даниловского и Кечимовского нефтегазовых месторождений Ханты-Мансийского автономного округа Тюменской области .....	102
Холоднов В.В., Шагалов Е.С. Типоморфизм рудных минералов и апатита в ритмично-расслоенных породах и рудах Медведевского месторождения, Южный Урал — петрологические следствия .....	105
Шарипова А.А., Мичурин С.В. Изотопно-геохимические особенности пирита рудопроявления Багряшка (Южный Урал) .....	107
<b>III. МЕТАЛЛОГЕНИЯ, ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b> .....	110
Анисимов И.С. Аслаевское потенциальное рудное поле .....	110
Аюпова Н.Р., Целуйко А.С., Масленников В.В. Минеральный состав слоистых сульфидных руд Юбилейного медно-цинково-колчеданного месторождения (Южный Урал) .....	114
Белковский А.И. Жильный кварц северной части Центрально-Уральского поднятия (Уфалейский и Златоустовский блоки): генетические типы жильного кварца и их практическая значимость ....	118
Викентьев И.В. Формы нахождения благородных металлов в колчеданных рудах Урала .....	120
Галимов Н.Р., Кочергин А.В. Закономерности локализации месторождений строительного гипса Предуралья .....	123

<b>Ефименко О.С., Ефименко С.А., Диханов Е.Н.</b> Ядерно-геофизический мониторинг промышленных продуктов Сатпаевской обогатительной фабрики № 3 ТОО «Корпорации Казахмыс» .....	126
<b>Знаменский С.Е., Мичурин С.В., Анкушева Н.Н.</b> Геолого-генетические типы месторождений золота в осадочных и вулканогенно-осадочных комплексах зоны Главного Уральского разлома на Южном Урале .....	129
<b>Знаменский С.Е., Знаменская Н.М.</b> Типы деформационных структур колчеданных месторождений Магнитогорской мегазоны (Южный Урал) .....	132
<b>Исмагилов Р.А.</b> К поискам нефти и газа в подаллохтонных структурах Южного Урала .....	134
<b>Исмагилов Р.А.</b> Сланцевый газ как новый источник углеводородного сырья .....	138
<b>Казаков П.В., Салихов Д.Н.</b> Некоторые особенности оценки прогнозных ресурсов россыпного золота .....	141
<b>Камалетдинов М.А., Исмагилов Р.А.</b> Где ожидаются новые открытия черного золота в Башкортостане .....	144
<b>Косарев А.М.</b> Геохимические особенности вулканитов Сакмарской и Вознесенско-Присакмарской зон, геодинамические реконструкции, колчеданное оруденение .....	148
<b>Косарев А.М., Серавкин И.Б., Минибаева К.Р.</b> Новые данные по стратиграфии, петрографии и геохимии рудовмещающих пород рудных полей Озерного и Западно-Озерного колчеданных месторождений .....	152
<b>Кочергин А.В., Сатаева Э.М.</b> К перспективам обнаружения богатых руд марганца в Улутелякском рудном районе .....	156
<b>Кочергин Д.В., Кочергин А.В.</b> Взаимоотношения окси-гидрооксидов железа в корках выветривания по ультрабазитам Урала .....	159
<b>Лаздина О.Н., Смирнов А.И.</b> Минерально-сырьевая база общераспространенных полезных ископаемых Республики Башкортостан .....	161
<b>Мелекесцева И.Ю., Юминов А.М.</b> Условия образования золото-кварцевых жил месторождения Алтын-Таш в листовенитах, Южный Урал: данные по флюидным включениям .....	163
<b>Мичурин С.В., Анкушева Н.Н., Знаменский С.Е.</b> Изотопные и термобарогеохимические особенности пирита и кальцита Орловского золото-сульфидно-кварцевого месторождения (Южный Урал) .....	166
<b>Мустафин С.К.</b> Комплексное золото-сурьмяное оруденение различных геодинамических обстановок: особенности формирования, принципы оценки и прогнозирования .....	169
<b>Мустафин С.К.</b> Формирование стратегии прикладных минералогических исследований для рационального освоения разнотипного минерального сырья старых регионов недропользования .....	174
<b>Никонов В.Н., Исмагилов И.Х.</b> Перспективы геологических формаций Предуралья и зоны краевой складчатости Башкирского Урала на уран и рений .....	177
<b>Овчинников В.В.</b> О происхождении бентонитовых глин Южного Урала .....	179
<b>Овчинников В.В.</b> Кимберлитовые метасоматиты юго-запада Оренбургской части Русской плиты (в порядке дискуссии) .....	182
<b>Пирожок П.И., Перова Е.Н., Орлов М.П.</b> К вопросу о марганцевой минерализации на Учалинском месторождении (Южный Урал) .....	183
<b>Савельев Д.Е., Зайков В.В., Белогуб Е.В.</b> К перспективам платиноносности массива Средний Крака (Южный Урал) .....	187
<b>Серавкин И.Б., Косарев А.М., Родичева З.И.</b> Структура рудных полей Западно-Озерного и Озерного месторождений и перспективы обнаружения новых промышленных объектов .....	190

Хамитов Р.А., Волчков А.Г., Гибадуллин З.Р., Татарко Н.И. Состояние и перспективы расширения рудно-сырьевой базы Сибайского рудного района .....	193
Хамитов Р.А., Корнилов А.М., Жданов Г.Ш. О перспективах использования природных цеолитов Зауралья Башкортостана для решения проблем промышленной экологии, строительства, ЖКХ и потребностей сельского хозяйства .....	208
Чадченко А.В., Семендяев В.К., Крылатов В.А., Мустакимова Е.А., Галиуллин И.Б., Пирожок П.И., Моисеев И.Б. О необходимости проведения геологоразведочных (ревизионно-поисковых) работ по выявлению площадей, перспективных на медноколчеданное оруденение в Учалинском (Республика Башкортостан) и Верхнеуральском (Челябинская обл.) рудных районах .....	212
<b>IV. ГЕОФИЗИКА .....</b>	<b>216</b>
Голованова И.В., Сальманова Р.Ю. Температурные условия глубоких горизонтов западной части Республики Башкортостан .....	216
Голованова И.В., Данукалов К.Н., Федорова Н.М., Левашова Н.М., Кузнецов Н.Б., Кадыров А.Ф., Хидиятов М.М., Сальманова Р.Ю., Баженов М.Л. О возможности использования позднепалеозойского перемагничивания горных пород для решения геологических задач на Южном Урале .....	219
Данукалов К.Н., Голованова И.В., Левашова Н.М., Федорова Н.М., Меерт Дж., Кузнецов Н.Б., Кадыров А.Ф., Хидиятов М.М., Сальманова Р.Ю., Баженов М.Л. Палеомагнетизм зиганской свиты Башкирского мегантиклинория .....	222
Евдокимов С.И., Евдокимов И.М. О фундаментальной связи нелинейной индуктивно вызванной поляризации с минеральным составом геологической среды .....	224
Сальманова Р.Ю., Голованова И.В. Зависимость измеренной плотности теплового потока от исследованной глубины скважин и оценка потерь глубинного тепла .....	225
Светлакова А.Н. О природе Хобдинской и Аралсорской гравитационных аномалий в Прикаспийской мегасинеклизе (в порядке дискуссии) .....	228
<b>V. ГЕОЭКОЛОГИЯ, ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ .....</b>	<b>232</b>
Абдрахманов Р.Ф., Ахметов Р.М. Проблемы рекультивации отработанных колчеданных месторождений Южного Урала .....	232
Абдрахманов Р.Ф., Попов В.Г., Лешан И.Ю., Ахметов Р.М. Мониторинговые исследования геологической среды в нефтедобывающих районах .....	235
Абдрахманов Р.Ф., Попов В.Г. К оценке влияния рельефа на геохимию подземных вод зоны гипергенеза Центрально-Уральского поднятия .....	237
Ахметов Р.М. Карьерные и шахтные воды горнорудных предприятий Южного Урала .....	240
Баймиева Я.И. Планктонные водоросли и цианопрокариоты в районе поступления сточных вод Муниципального унитарного предприятия «Нефтекамскводоканал» .....	242
Барышников В.И. Геологические риски Уфимского полуострова .....	244
Васильев Д.Ю., Чувывров А.Н. Геоэкологические проблемы, связанные с использованием водных ресурсов, на примере реки Нугуш .....	248
Иванов Ю.А., Панов А.А., Кинзягулов У.Р., Шарипов А.К., Подрядов О.В. Аспекты разработки Яр-Бишкадакского месторождения каменной соли в черте населенного пункта с развитой инфраструктурой .....	249
Казаков П.В. К проблеме загрязнения Кантюковских родников .....	251
Камалов В.Г., Челпанов П.Е., Барышников В.И. Опыт крупномасштабного (1:2 000) инженерно-геологического районирования части территории города Уфы .....	255

<b>Никитина О.А.</b> Биоиндикация цианобактериальноводорослевых ценозов почвы и водоемов урбанизированных территорий Республики Башкортостан .....	260
<b>Попов В.Г.</b> Механизм плотностной конвекции и ее участие в геологическом круговороте воды в природе .....	262
<b>Смирнов А.И.</b> Карстоопасность Южного Урала и Предуралья (принципы и опыт оценки) .....	265
<b>Соколов Ю.В., Смирнов А.И.</b> Пещерная система Киндерлинская — Леднева — Октябрьская ....	266
<b>Хабибова А.Р., Фашевская Т.Б.</b> О влиянии климатических изменений на водные объекты .....	269
<b>Хамидуллин Я.Н., Шакуров Р.К.</b> Реальная сейсмическая опасность на территории г. Уфы .....	271
<b>VI. ХРОНИКА</b> .....	274
<b>Хамитов Р.А.</b> Инвестфорум в столице Башкирского Зауралья — городе Сибай .....	274
<b>VII. ПЕРСОНАЛИИ</b> .....	276
<b>Серавкин И.Б.</b> Василию Александровичу Прокину — 90 .....	276
<b>Сергеева Н.Д., Пучков В.И.</b> Памяти товарища .....	278
<b>Кочергин А.В., Ларионов Н.Н., Грановская Н.В.</b> Виктор шефер — прерванный полет .....	281
<b>Алфавитный указатель авторов</b> .....	283