

Российская академия наук  
Уральское отделение  
Коми научный центр  
Институт геологии

**СТРУКТУРА, ВЕЩЕСТВО,  
ИСТОРИЯ ЛИТОСФЕРЫ  
ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА**

Материалы 18-й научной конференции  
Института геологии Коми НЦ УрО РАН

*9—10 декабря 2009 г.*

Сыктывкар

  
2009

УДК 5±549 (470.1)

**Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента:** Материалы 18-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2009. 236 с.

В сборнике представлены материалы 18-й научной конференции «Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента». Обсуждаются вопросы общей геологии, геологии нефти и газа, стратиграфии, палеонтологии, минералогии, кристаллографии, петрологии, технологии минерального сырья, геофизики, экономики природопользования.

*Тексты докладов воспроизведены с авторских оригиналов,  
с незначительной технической правкой*

#### **Оргкомитет конференции**

И. Н. Бурцев (председатель), М. Н. Буравская (зам. председателя),  
Т. И. Марченко-Вагапова (секретарь), Ю. В. Голубева, Р. И. Шайбеков,  
Д. Н. Шеболкин, Б. А. Макеев, Г. Н. Каблис, А. Ф. Хазов, Н. Н. Носкова,  
Е. Н. Котова, Д. А. Груздев, Н. С. Ковальчук, Л. В. Соколова,  
А. Ш. Магомедова, О. С. Процько, А. Н. Шадрин, Е. С. Пономаренко,  
Н. С. Суворова, А. Ю. Утова

# ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДИАТОМОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ

А. Н. Алексеева<sup>1</sup>, О. П. Корсакова<sup>1,2</sup>, М. Г. Тимофеева<sup>1</sup>

<sup>1</sup>АФ МГТУ, <sup>2</sup>ГИ КНЦ РАН, Апатиты

*korsak@geoksc.apatity.ru*

Диаомовые отложения (диатомиты и диатомовые сапропели) северной Карелии являются озерными образованиями голоценового возраста и представляют собой рыхлую или слабо сцементированную, а во влажном состоянии — студнеобразную, пластичную кремнистую породу. Основными условиями для их формирования является повышенное содержание в воде растворенной кремнекислоты, необходимой для строительства опаловых раковин диатомовых водорослей, достаточное для их питания количество фосфатов и нитратов, малый привнос минеральных и органических примесей, ухудшающих экологию диатомей, а также отсутствие сильных течений и волнений. Территория Карелии, изобилующая озерами, является весьма благоприятной для образования диатомовых отложений.

Исследования, проведенные в Лоухском районе северной Карелии, которая относится к категории перспективных для формирования диатомитов и к весьма благоприятным для образования диатомовых сапропелей, показали, что здесь отмечаются многочисленные их месторождения и местопоявления. Они приурочены к районам распространения песчано-гравийно-галечных флювиогляциальных отложений, песчаных и песчано-глинистых озерных и озерно-ледниковых осадков [1—3]. Помимо этого, диатомовые сапропели морского происхождения были обнаружены в ходе полевых исследований совместного отряда Геологического института КНЦ РАН и Института геологии КарНЦ в восточной части Лоухского и Кемского районов, в пределах побережья Белого моря, которое покрывалось морскими водами в голоцене.

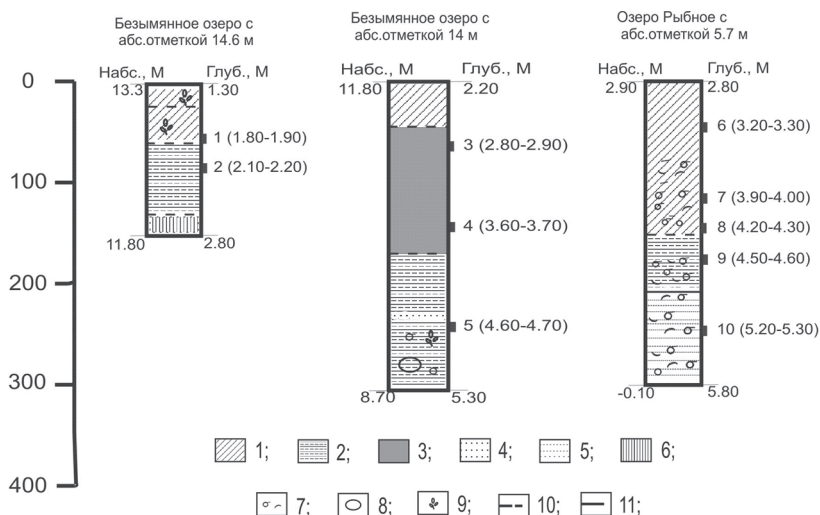
Диаомовые сапропели морского генезиса (гиттия) были опробованы в трех озерных котловинах, расположенных на абсолютных отметках от 5 до 15 метров н.у.м. (рисунок). Эти реликтовые котловины некогда представляли собой относительно глубокие небольшие впадины на морском дне в прибрежье. После регрессии моря они наследовались пресноводными водоемами, в которых прибрежно-морские условия обитания диатомовых водорослей сменились пресноводными. Чем ниже по рельефу расположена котловина, тем длительнее в ней существовало море.

Химический анализ проб (таблица), отобранных на разной глубине показал, что количество растворимого кремнезема увеличивается вверх по разрезам. На самых низких отметках его содержание очень мало (около 6 %) при общем содержании кремнезема почти 60 %. Ближе к кровле оно увели-

**Химический состав диатомовых отложений изученных озер, масс. %**

| №  | SiO <sub>2</sub> | SiO <sub>2</sub> раст. | MgO  | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | CaO  | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | Органика | П.п.п. | H <sub>2</sub> O |
|----|------------------|------------------------|------|--------------------------------|------|--------------------------------|-------------------|------------------|----------|--------|------------------|
| 1  | 54.72            | 17.7                   | 1.82 | 6.06                           | 2.59 | 7.9                            | 2.02              | 1.17             | 15.83    | 2.26   | 2.06             |
| 2  | 51.1             | 21.08                  | 1.41 | 6.53                           | 2.5  | 7.06                           | 1.63              | 0.98             | 22.56    | 2.69   | 2.9              |
| 3  | 42.36            | 28.96                  | 1.24 | 9.25                           | 1.88 | 5.46                           | 1.08              | 0.73             | 32.6     | 3.48   | 3.67             |
| 4  | 55.08            | 26.65                  | 1.53 | 4.33                           | 3.27 | 8.69                           | 1.89              | 1.19             | 17.37    | 3.24   | 2.76             |
| 5  | 53.97            | 21.04                  | 1.56 | 6.13                           | 2.86 | 8.76                           | 2.06              | 1.28             | 15.79    | 4.43   | 2.27             |
| 6  | 49.83            | 23.02                  | 1.47 | 5.66                           | 2.3  | 5.88                           | 1.6               | 1                | 24.43    | 4.3    | 2.97             |
| 7  | 50.5             | 22.83                  | 1.9  | 6.75                           | 2.91 | 8.14                           | 1.59              | 1.23             | 18.48    | 7.09   | 2.96             |
| 8  | 47.37            | 12.15                  | 1.74 | 6.09                           | 2.89 | 5.94                           | 1.98              | 1.29             | 17.36    | 5.31   | 2.63             |
| 9  | 49.45            | 14.68                  | 2.09 | 5.98                           | 2.63 | 8.6                            | 1.74              | 1.28             | 20.85    | 3.1    | 2.92             |
| 10 | 59.49            | 5.7                    | 1.94 | 4.32                           | 3.22 | 10.2                           | 2.67              | 1.47             | 7.58     | 1.81   | 1.47             |





Разрезы донных отложений изученных озер.

1 — гиттия неслоистая, 2 — алевритистая гиттия слоистая, 3 — алевритистая гиттия неслоистая, 4 — песок, 5 — слоистый алеврит и песок с органическим материалом, 6 — неслоистый алеврит и песок с органическим материалом, 7 — раковины и обломки раковин, 8 — зерна гравия, 9 — растительные остатки, 10 — градационный контакт, 11 — резкий контакт

чивается до 23—29 % при примерно одинаковых показателях общего содержания кремневой кислоты, которое колеблется в пределах 48—55 %. Эти изменения содержания аморфного кремнезема видимо отражают увеличение биологической продуктивности диатомовых биот в котловинах по мере обмеления моря, а также показывают то, что диатомовые отложения накапливаются преимущественно в замкнутых впадинах дна неглубоких водоемов в зависимости от геоморфологических особенностей поверхности.

Следует заметить, что диатомовые сапропели морского генезиса в отличие от озерного сильно засорены минеральными частицами, что ухудшает их качество как полезного ископаемого. Кроме того, по нашим и другим данным [1, 2] наиболее качественные диатомовые отложения в условиях рассматриваемого региона образуются в условиях пресноводной среды.

## Литература

1. Варданияц П. А. Диатомиты северной Карелии. Петрозаводск, 1936. 307 с.
2. Демидов И. Н., Шелехова Т. С. Диатомиты Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. 89 с.
3. Экман И. М. Донные осадки озер // Донные отложения озер восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1995. С. 10—83.

# ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТА КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ НИЯЮСКО-НИЯХОЙСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ХРЕБЕТ МАНИТАНЫРД, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Т. А. Артеева

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

16.12.2004@mail.ru

---

Предшествующими работами в пределах Манитанырдской и Енганэпейской брахиантиклиналей доказано наличие фрагментов химической коры выветривания каолинового профиля по вмещающим породам позднерифейского возраста. В 2008 г. полевыми работами ЗАО «Голд Минералс» установлены и опробованы золоторудные объекты формации кор выветривания в Нияюско-Нияхойском рудном поле.

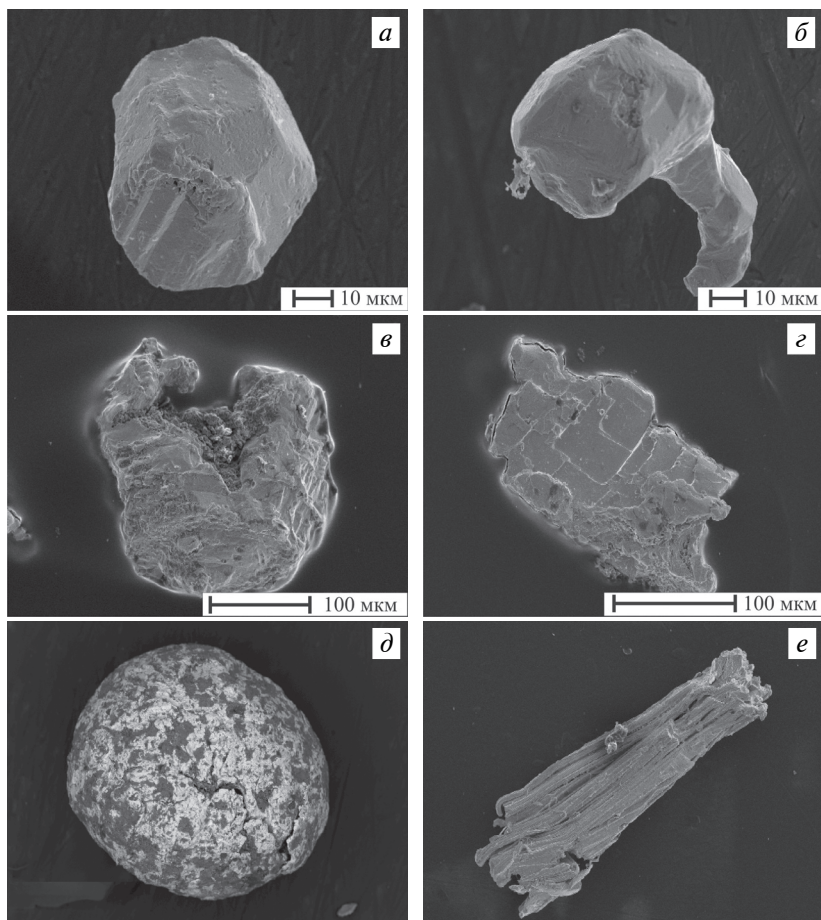
Целью данной работы является выявление особенностей золота кор выветривания по золоторудным объектам Манитанырдского района.

Рудопроявления Нияхойское-2 и Верхненияюский-2 золото-кварц-сульфидного типа принадлежат к Нияюско-Нияюскому золоторудному району хр. Манитанырд. В строении района принимают участие породы бедамельской серии верхнего рифея-среднего венда, представленные эффузивами основного, среднего, реже кислого состава и их туфами; енганэпейской свиты среднего венда-нижнего кембрия (вулканогенно-осадочная толща); манитанырдской свиты верхнего кембрия-нижнего ордовика, сложенной терригенными отложениями. Интрузивные породы представлены габбро, габбро-долеритами, долеритами, диоритами и плагиогранитами, возрастной диапазон которых поздний рифей-средний ордовик [2]. Участок Двойной находится вне общей зоны рудопроявлений хр. Манитанырд (в правом борту руч. Извилистый) и представляет собой мощную зону сульфидизации, развитую по породам бедамельской серии.

Анализ гранулометрических особенностей золотин показывает, что золото кор выветривания в пределах хр. Манитанырд относится преимущественно к классу мелкого ( $\leq 0.25$  мм), и лишь на рудопроявлении Нияхойское-2 его размерность повышается с появлением зерен средней крупности, т. е. в пределах 0.25—0.5 и 0.5—1 мм.

В корях выветривания рассматриваемых рудопроявлений встречается золото всех морфологических типов. Идиоморфные формы представлены кристаллами, гемидиоморфными выделениями и дендритоидами, ксеноморфные — комковидными, пластинчатыми, чешуйчатыми, стержневидными, интерстициальными, шаровидными и пленочными выделениями (см. рисунок).

В зоне окисления рудопроявлении Верхненияюский-2 широко представлены как идиоморфные (48 %), так и ксеноморфные (52 %) выделе-



Морфология золотин кор выветривания Нияюско-Нияхойского рудного поля:  
а — кристалл, б — гемидиоморфная, в — комковидная, г — пластинчатая, д —  
шаровидная, е — нитевидная

ния золота. Преобладают кристаллы (33 %) и комковидные формы золотин (27 %). В меньшей степени отмечаются чешуйчатые (15 %), гемидиоморфные (15 %) и стержневидные (10 %) выделения.

Среди морфологических типов золота коры выветривания участка Двойной доминируют дендритоиды (34 %) и комковидные выделения (31 %), меньшим развитием пользуются пластинчатые (14 %) и гемидиоморфные золотины (13 %), значительно реже встречаются кристаллы (5 %) и зерна стержневидной формы (3 %).

Морфология золота коры выветривания рудопроявления Нияхойское-2 характеризуется наиболее расширенным спектром. Присутствуют ксе-

номорфные золотины всех типов — комковидные (22 %), пластинчатые (10 %), стержневидные (11.5 %), чешуйчатые (4 %), интерстициальные (1.5 %), шаровидные (1.5 %), пленочные (0.2 %). Идиоморфные наиболее широко представлены кристаллами (28 %) и гемиидиоморфными частицами (17.3 %) с подчиненным количеством дендритоидов (4 %). Впервые на территории хр. Манитанырд в нижней части коры выветривания рудопоявления Нияхойское-2 обнаружено новообразованное золото в виде агрегатов нитевидных кристаллов (отнесены к дендритоидам) и шаровидных частиц (сферокристаллов) [1].

Исследование морфологических особенностей золота показало, что в корях выветривания рудопоявлений Нияхойское-2 и Верхненияюский-2 доминируют кристаллы и комковидные выделения, которые в сумме составляют более 50 %. Золотины участка Двойной наиболее широко представлены дендритоидами (34 %) и кристаллами (31 %).

В корях выветривания Рудопоявления Нияхойское-2 и участка Двойной преобладает умеренновысокопробное золото (85 и 91 % соответственно). Среднее значение пробности золота коры выветривания Нияхойское-2 — 830, участка Двойной — 868 ‰. Золото зоны окисления рудопоявления Верхненияюский-2 отличается широкими пределами вариаций пробности от 492 до 998 ‰, преобладает низкопробное (52 %) и весьма низкопробное (30 %). Среднее значение — 728 ‰.

Основной примесью в составе золота всех участков является ртуть, где ее содержание колеблется от 0.78 до 3.07 мас. %. Среднее содержание примеси ртути в составе золота рудопоявления Верхненияюское-2 составляет 1.37 мас. %, Нияхойское-2 — 0.54 мас. %, Двойной — 0.43 мас. %.

В целом, золото кор выветривания Нияюско-Нияхойского рудного поля имеет следующие особенности: относится к классу мелкого, характеризуется широким разнообразием морфологии зерен с преобладанием идиоморфных и комковидных форм, присутствием сферокристаллов и агрегатов нитевидных кристаллов, умеренной и низкой пробностью, наличием примеси ртути.

### **Литература**

1. *Майорова Т. П., Артеева Т. А., Филиппов В. Н.* Нитевидные кристаллы и сферические частицы самородного золота рудопоявления Нияхойское-2 (Манитанырд, Полярный Урал) // Вестник Института геологии КНЦ УрО РАН, 2009. № 5. С. 11—13.
2. *Севастьянов К. Н.* Геологический отчет о работах на золото в центральной части Манита-Нырда. Воркута, 1965 г.

# ВЛИЯНИЕ ДАВЛЕНИЯ И ТЕМПЕРАТУРЫ НА ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ НЕФТИ И ГАЗА ДЛЯ РАЗНЫХ ТИПОВ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Н. Н. Барковский

ОАО «ЛУКОЙЛ» ООО «Печорнипинефть», Ухта  
*nnbarkovskiy@lukoil.com*

Изменение физических свойств горных пород в результате снятия нагрузок и изменения температуры при подъеме керна на поверхность обусловлены, главным образом, объемными деформациями порового пространства и породообразующих минералов. Уменьшение эффективного давления и температуры приводят к увеличению коэффициента пористости. Соответственно структура порового пространства и контакта между зернами влекут за собой изменение электрических и акустических свойств. Исследование связи между пористостью и физическими свойствами ( $Dt$  и  $P_{II}$ ) должно проводиться при соответствующих термобарических условиях, моделирующих реальные условия залегания пород [1]. Уменьшение коэффициента пористости при воздействии термобарических условий проявляется в большей степени для песчано-глинистых пород и в меньшей — для карбонатных [2]. Методика исследований была взята из практики петрофизической лаборатории ВНИГНИ.

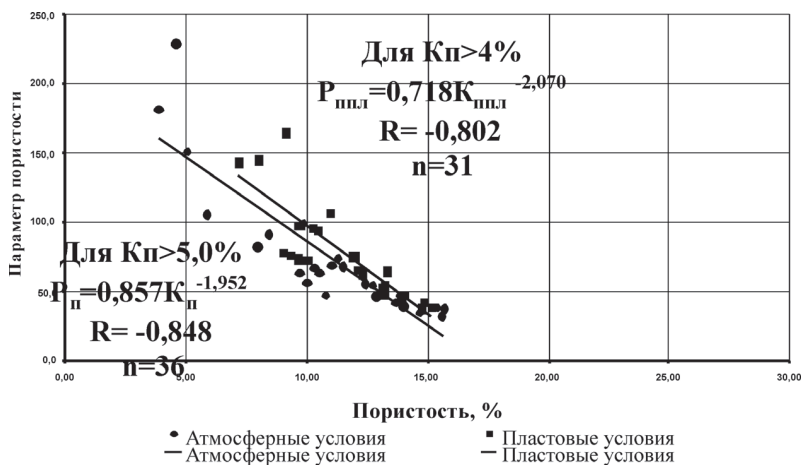
Влияние температуры и давления изучалось на карбонатных породах скв. 2 Баяндыского месторождения (отложения представлены известняками и доломитами), а также на терригенных породах скв. 205 Северо-Кожвинского месторождения (отложения представлены алевролитами, аргиллитами, олигомиктовыми и кварцевыми песчаниками). Образцы Баяндыского и Северо-Кожвинского месторождений предварительно были насыщены раствором NaCl концентрацией соответственно 160 г/л и 160 г/л, удельное электрическое сопротивление раствора — 0.06 Ом·м и 0.06 Ом·м, удельное электрическое сопротивление раствора при пластовых условиях — 0.026 Ом·м и 0.036 Ом·м, эффективное давление — 45 МПа и 30 МПа, пластовая температура — 78 °С и 51 °С. В первом и во втором случаях образцы по достижении эффективного давления нагревались до температуры, равной пластовой, и выдерживались до стабилизации основных петрофизических характеристик, включая время пробега упругих волн. Расчет значений петрофизических свойств пород производился для атмосферных и термобарических условий. Экспериментальные данные в кратком обзоре по влиянию температу-

ры и давления на образцах терригенных отложений приведены в табл. 1. По графикам зависимостей параметра пористости от пористости (рис. 1) и интервального времени распространения УЗК от пористости (рис. 2), построенных по результатам исследования образцов пород, приведенным в этой же таблице, можно сделать вывод о том, что влияние термобарических условий на величины исследуемых параметров существенны. Для карбонатных отложений картина похожая, изменение петрофизических свойств изученных пород приведены в табл.2, на рис. 3, 4. По результатам исследования, можно сделать следующие выводы: не учет влияния термобарических условий при определении петрофизических свойств терригенных и карбонатных отложений может привести к существенным погрешностям при подсчете запасов нефти и газа. На основании проведенной работы можно сказать, что и для карбонатных и для терригенных отложений необходимо определять петрофизические характеристики пород обязательно с учетом термобарических условий, характерных для глубин изучаемого пласта. Построенные зависимости при атмосферных условиях и условиях, моделирующих реальные условия залегания пород, указывают на то, что отказ от исследований петрофизических зависимостей при термобарических условиях

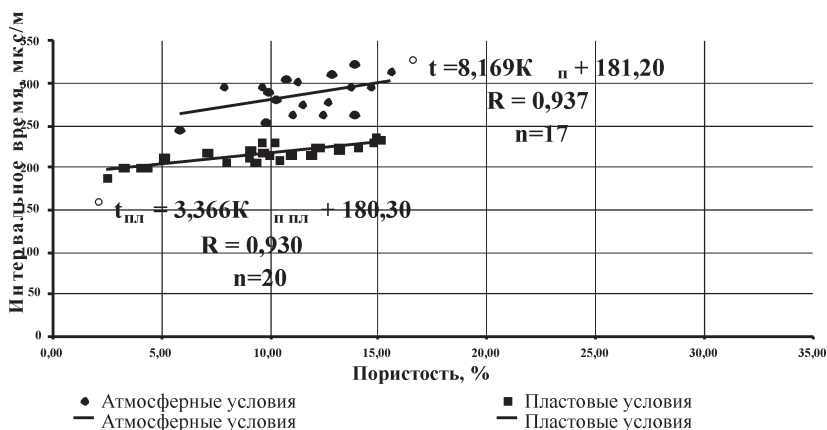
*Таблица 1*

**Изменение петрофизических свойств пород  
Северо-Кожвинского месторождения, 205**

| Лаб. №<br>образца | Пористость,<br>% |       | Интервальное<br>время, мкс/м |     | Уд. эл. сопротивление, Ом·м |       | Параметр<br>пористости |       |
|-------------------|------------------|-------|------------------------------|-----|-----------------------------|-------|------------------------|-------|
|                   | атм.             | пл.   | атм.                         | пл. | атм.                        | пл.   | атм.                   | пл.   |
| 70-11             | 13.88            | 13.32 | 263                          | 218 | 2.90                        | 2.33  | 48.3                   | 64.9  |
| 70-16             | 11.00            | 10.40 | 263                          | 210 | 4.19                        | 3.42  | 69.8                   | 95.0  |
| 70-18             | 12.38            | 11.89 | 263                          | 215 | 3.39                        | 2.74  | 56.5                   | 76.0  |
| 70-26             | 4.52             | 4.07  | 214                          | 199 | 13.80                       | 17.36 | 230.0                  | 482.3 |
| 70-31             | 2.73             | 2.50  | 195                          | 190 | 29.04                       | 28.67 | 484.0                  | 796.4 |
| 70-40             | 9.79             | 9.08  | 256                          | 220 | 5.98                        | 5.95  | 99.7                   | 165.4 |
| 70-43             | 11.47            | 10.96 | 275                          | 215 | 4.13                        | 3.86  | 68.8                   | 107.3 |
| 70-48             | 12.64            | 12.10 | 278                          | 224 | 3.30                        | 2.38  | 55.0                   | 66.0  |
| 70-56             | 15.58            | 14.82 | 314                          | 237 | 1.94                        | 1.52  | 32.3                   | 42.2  |
| 70-61             | 15.65            | 15.13 | 345                          | 234 | 2.27                        | 1.40  | 37.8                   | 38.8  |



**Рис. 1.** Сопоставление результатов определения относительного сопротивления (параметр пористости) от пористости при атмосферных и пластовых условиях



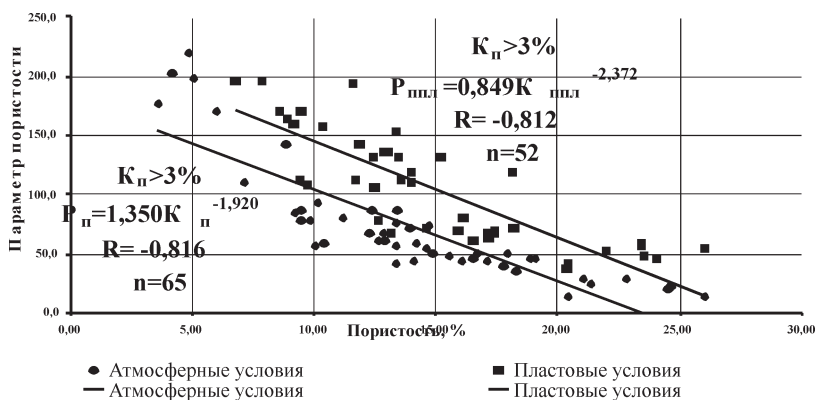
**Рис. 2.** Сопоставление результатов определения интервального времени распространения УЗК от пористости при атмосферных и пластовых условиях

и использование только результатов, полученных при исследованиях в атмосферных условиях, приводит к потере части очень важной информации об исследуемом объекте. В конечном результате это может привести к завышению расчетных запасов нефти и газа.

Таблица 2

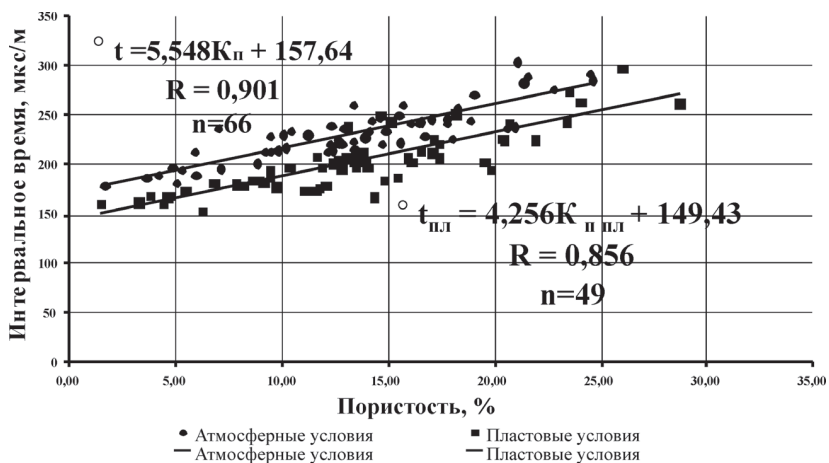
**Изменение петрофизических свойств пород  
Баяндыского месторождения, 2**

| Лаб. №<br>образца | Пористость,<br>% |       | Интервальное<br>время, мкс/м |     | Уд. эл. сопро-<br>тивление, Ом·м |      | Параметр<br>пористости |       |
|-------------------|------------------|-------|------------------------------|-----|----------------------------------|------|------------------------|-------|
|                   | атм.             | пл.   | атм.                         | пл. | атм.                             | пл.  | атм.                   | пл.   |
| 58-57             | 5.93             | 5.45  | 190                          | 175 | 10.29                            | 9.19 | 171.5                  | 353.3 |
| 58-62             | 15.49            | 14.62 | 251                          | 251 | 2.91                             | 1.92 | 48.5                   | 73.7  |
| 58-66             | 9.18             | 7.82  | 213                          | 181 | 5.12                             | 5.14 | 85.3                   | 197.6 |
| 58-81             | 12.24            | 11.62 | 222                          | 208 | 4.08                             | 5.09 | 68.0                   | 195.9 |
| 58-87             | 14.17            | 13.56 | 246                          | 207 | 3.61                             | 2.95 | 60.2                   | 113.6 |
| 58-107            | 4.82             | 13.56 | 198                          | 204 | 13.25                            | 2.93 | 220.8                  | 112.6 |
| 58-113            | 14.03            | 13.12 | 235                          | 239 | 2.73                             | 1.79 | 45.5                   | 68.7  |
| 58-115            | 16.07            | 15.13 | 243                          | 244 | 2.69                             | 3.44 | 44.8                   | 132.4 |
| 58-129            | 13.36            | 13.36 | 208                          | 204 | 4.59                             | 4.02 | 76.5                   | 154.7 |
| 58-132            | 12.89            | 11.72 | 238                          | 177 | 3.67                             | 2.96 | 61.2                   | 114.0 |



**Рис. 3.** Сопоставление результатов определения относительного сопротивления (параметр пористости) и пористости при атмосферных и пластовых условиях





**Рис. 4.** Сопоставление результатов определения интервального времени распространения УЗК от пористости при атмосферных и пластовых условиях

### Литература

1. Добрынин В. М. Петрофизика (физика) горных пород / В. М. Добрынин, Б. Ю. Вендельштейн, Д. А. Кожевников. М.: Недра, 2004. 240 с.
2. Орлов Л. И. Петрофизические исследования коллекторов нефти и газа / Л. И. Орлов, Е. Н. Карпов, В. Г. Топорков. М.: Недра, 1987. 217 с.

# **ВКРАПЛЕННАЯ РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ПОРОД БЕДАМЕЛЬСКОЙ СЕРИИ НИЯЮСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ХРЕБЕТ МАНИТАНЫРД, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)**

Л. В. Безинова

СыктГУ, Сыктывкар

*bezinoff@rambler.ru*

---

На поднятии Манитанырд выделено Нияюское рудное поле, в котором все известные на сегодня рудопроявления золота тяготеют к единой зоне разломов северо-восточного простирания протяженностью порядка 16 км и шириной 1—2 км, а полоса измененных пород прослеживается далее в северо-восточном направлении еще на 25 км до руч. Есто-Шор, согласно общему простиранию пород и даек основного, среднего, реже ультраосновного состава. Жильно-прожилковые зоны с золото-кварц-сульфидным оруденением, перспективные на выявление месторождений, имеют прогнозируемую ширину десятки-первые сотни метров. В настоящее время все рудные объекты — Верхненияюское 1 и 2, Нияхойское 1 и 2, Верхнелектелецкое разрознены и оконтуривают участок Разломный.

Рудная минерализация месторождения Верхненияюское 1 представлена пиритом и арсенопиритом, встречаются халькопирит и сфалерит. Из гипергенных образований установлен ковеллин (по халькопириту) и лимонит. Нерудные минералы — кварц, хлорит, клиноцоизит [1, 2].

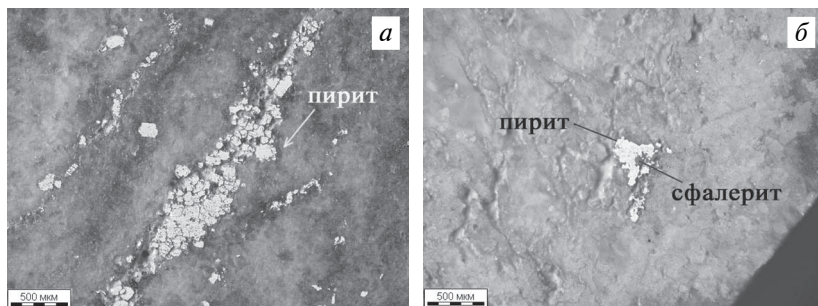
Рудопроявление Верхненияюское 2 расположено у подножия северо-западного склона хребта М. Пайпудынского в 2.6 км выше слияния ручьев Голубой и Безымянный и вытягивается полосой длиной до 300—400 м в северо-восточном направлении между этими ручьями. Рудная минерализация этого рудопроявления представлена пиритом и арсенопиритом, в небольшом количестве присутствуют сфалерит, марказит, халькопирит, галенит, пирротин, борнит, среди гипергенных минералов отмечаются халькозин, ковеллин, гидроксиды железа, лепидокрокит, лимонит [2]. Рудное поле сложено вулканогенно-осадочными породами бедамельской серии — основными эффузивами и их туфами, парасланцами, туфопесчаниками, туфоалевролитами. Породы метаморфизованы и местами превращены в зеленые аповулканогенные сланцы. Осадочные породы — песчаники, алевролиты, имеют подчиненное значение. Залегание пород моноклинальное, простирание северо-восточное 35—50°, падение на восток по углом 60—70°. Широко развиты трещиноватость и мелкие дизъюнктивные нарушения.

В породах бедамельской серии рудного поля, за пределами контура рудопроявления Верхненияюское 2, широко развита рассеянная вкрапленная сульфидная минерализация. Она отмечается в кремнистых слан-

цах, метаэффузивах и туфах, но наиболее характерна для туфогенных, сильно рассланцованных частей разреза. Текстура рассеянной сульфидной минерализации преимущественно вкрапленная, на отдельных участках гнездовая и прожилковая. Структура идиоморфная или гипидиоморфная, в гнездах аллотриоморфная. Размеры рудных вкрапленников колеблются от 0.1 до 2—3 мм, гнездовых скоплений достигают 5 см.

Основными рудными минералами, которые хорошо фиксируются уже в обнажениях, являются пирит и халькопирит. Кроме них, в результате наших электронно-микроскопических исследований в вулканогенно-осадочных породах бедамельской серии установлены сфалерит, борнит, пирротин, пентландит, галенит, акантит, антимонит, халькозин и золото.

**Пирит** встречается в виде отдельных кристаллов и их сростков, образует прожилки и гнезда (рисунок). Сечения кристаллов имеют эвгедральные треугольные, пятиугольные и шестиугольные очертания, иногда отмечаются зерна неправильной формы. При микрозондовых исследованиях в пирите обнаружены включения халькопирита, рутила и галенита. **Халькопирит** образует либо отдельные ангедральные зерна размером до 3 мм, либо включения неправильной формы в пирите размером менее 1 мм, иногда от 1.5 до 2 мкм. **Сфалерит** присутствует в виде самостоятельные зерна ангедральной формы размером до 1 мм, или образует эмульсионную структуру в халькопирите с размером выделений от 1 до 2 мкм. Встречаются сростки халькопирита, содержащего сфалерит, с пирротинном. **Пентландит** и **пирротин** формируют мелкую рассеянную вкрапленность в metabазальтах, которая пронизывает всю породу. Размер выделений от 0.1—0.5 мм до 1—5 мкм. Галенит, антимонит и молибденит обнаружены в metabазальтах. **Антимонит** и **молибденит** образуют мельчайшие (1—2 мкм) идиоморфные зерна в альбите, а **галенит** в пирите. Минералы меди — **борнит** и **халькозин**, формируют мелкие (1—5 мкм) зерна в хлорит-кварц-альбитовом матриксе парасланцев. Микровключения **акантита** ( $\text{Ag}_2\text{S}$ ) обнаружены в хлорит-кварц-альбитовых парасланцах и metabазальтах. Они приурочены к межзерновому пространству, а также на-



Прожилково-вкрапленная (а) и вкрапленная (б) минерализация в породах бедамельской серии (а — пирит, анш. 14143; б — пирит со сфалеритом, анш. 13014)

блюдаются в краевых частях зерен альбита и хлорита. Единственное мелкое зерно золота размером ~300 нм также установлено в хлорит-кварц-альбитовых парасланцах.

По данным микрондового анализа, выполненного в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН на сканирующем электронном микроскопе JSM-6400 с энергодисперсионным спектрометром «Link» (аналитик В. Н. Филиппов), в сульфидах установлен ряд типоморфных элементов-примесей (мас. %): в пирите — Ni (1.13—1.38), в сфалерите — Fe (до 8.33) и изредка Cu (до 1.53), в пентландите — Cu (до 0.17), в пирротине — Ni (до 0.66), в галените — Se (до 5.93), в золоте — Hg.

Таким образом, рассеянная вкрапленная сульфидная минерализация в вулканогенно-осадочных породах бедамельской серии в пределах Нияюского рудного поля несет черты как типичной для основных пород минерализации (пентландит, пирротин, халькопирит), так и гидротермальной, аналогичной рудной минерализации золото-кварц-сульфидных проявлений района (пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, золото). Вместе с тем, среди рудных минералов нами не обнаружен арсенопирит, характерный для этих проявлений. Впервые для Нияюского района в породах бедамельской серии установлены такие сульфиды, как пентландит, акантит, антимонит, молибденит, селенсодержащий галенит, не отмечавшиеся ранее и в составе золоторудной минерализации.

### **Литература**

1. Дембовский Б. Я., Дембовская З. П. Производство опытно-методических работ по совершенствованию геологического картирования м-ба 1:50000 на основе изучения докембрийских и нижнепалеозойских разрезов Полярного и Приполярного Урала. Воркута, 1989 г.
2. Севастьянов К. Н. Геологический отчет о работах на золото в центральной части Манита-Нырда. Воркута, 1965 г.

# НОВЫЕ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ НАХОДКИ ИЗ СЛОЯ «РЫБНОГО ДОЛОМИТА»

П. А. Безносков

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*Beznosov@geo.komisc.ru*

Светлый желтовато-серый доломитизированный известняк (слой 40 по [3, 4]), залегающий в основании III пачки сосногорской свиты фаменского яруса верхнего девона в обнажении 20 по р. Ижма (ГПП Сосновский), широко известен под названием «рыбный доломит», т.к. содержит многочисленные макроостатки рыб. Ископаемая ихтиофауна из этого местонахождения известна с конца XIX века, когда Й. В. Рогон [10] по сборам Ф. Н. Чернышева описал новый вид панцирной рыбы *Bothriolepis jeremejewi* Rohon, 1899. Изолированные пластины панциря этого антиарха доминируют по встречаемости, составляя более 90 % всех костных остатков из данного слоя. Кроме этого таксона и микроостатков, представленных ювенильными зубными пластинами двоякодышащих рыб [11], зубами струниформов и чешуями остеолепиформов [4], отсюда были известны поролепиформ *Holoptychius* sp. [8] и новая форма примитивного тетрапода [5].

Образцы «рыбного доломита» хранятся в коллекциях ЦНИГР Музея, кафедры палеонтологии СПбГУ, Института геологии Коми НЦ УрО РАН, Палеонтологического института РАН, Музея земледования МГУ, Латвийского Музея Природы, Геологического музея УГТУ. За исключением нескольких экземпляров частично сочлененных панцирей головы, туловища и грудных плавников *B. jeremejewi*, остатки позвоночных в них представлены разрозненными элементами скелета.

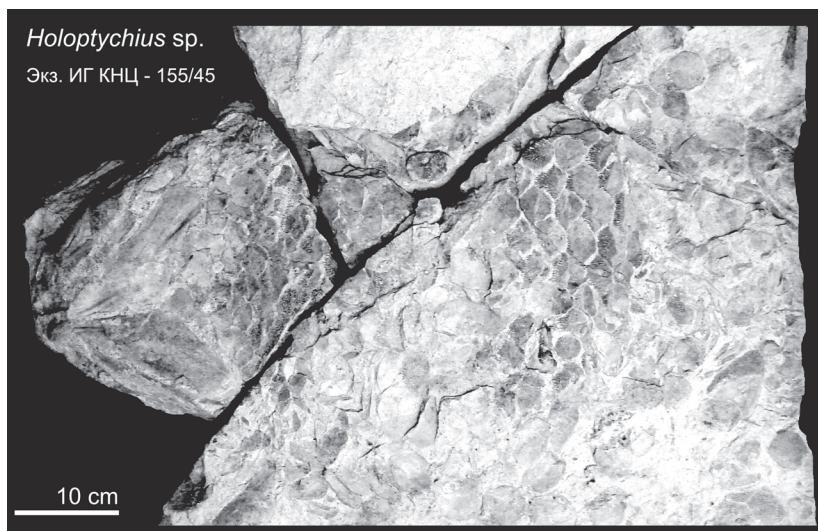
В начале 2000-х гг. слой «рыбного доломита» был скрыт осыпью и почти не обнажался [4]. Весенним паводком 2007 г. большая часть осыпи была смыта. В том же году в открывшихся коренных выходах этого слоя профессором УГТУ А. М. Плякиным и руководителем туристического центра «Вымпел» (г. Сосногорск) В. А. Камашевым были обнаружены три относительно полных скелета *B. jeremejewi*. В 2008 г. автором впервые был найден частично сочлененный скелет *Holoptychius* sp. [2], а также скопление шести костей нижней челюсти и неба примитивного тетрапода, принадлежавших, очевидно, одной особи.

В 2009 г. на разрезе проводились детальные палеонтологические исследования, в которых участвовали профессор Упсальского Университета П. Э. Альберг и профессор Латвийского Университета Э. В. Лукшевич. В результате этих работ была собрана обширная коллекция изолированных пластин панциря *B. jeremejewi*, в которой представлены практически все элементы скелета, как взрослых, так и ювенильных особей. Несколь-

ко экземпляров найдено в частично сочлененном состоянии. Обнаружен второй, почти целый скелет *Holoptychius* sp. с прекрасно сохранившейся головой. Найдено более десятка различных костей черепа примитивного тетрапода, часть из которых определенно принадлежит одной особи. Впервые для отложений сосногорской свиты отмечены остатки двоякодышащей рыбы cf. *Soederberghia* sp. (опр. П. Э. Альберга), представленные частично сочлененными костями крыши черепа и изолированными элементами посткраниального скелета.

Таким образом, за последние три года в коренном выходе «рыбного доломита» были сделаны уникальные находки, позволяющие подробно описать до сих пор крайне слабо изученных представителей этого своеобразного, по всей видимости, эндемичного сообщества позднедевонских позвоночных. Так, антиарх *B. jeremejewi* известен только из данного местонахождения. Он был описан по фрагментарному материалу, и валидность этого таксона вызывала сомнение [9]. Новый материал подтверждает самостоятельность данного вида (Э. В. Лукшевич, персональное сообщение) и позволяет выполнить его детальное переописание.

Поролепиформ *Holoptychius* sp. ранее был известен отсюда только по изолированным остаткам, главным образом — чешуям. Этот род является одним из наиболее широко распространенных среди позднедевонской ихтиофауны. Его остатки известны из верхнедевонских отложений Британских островов, Европы, Гренландии, Ближнего Востока, Северной Америки, Австралии, Антарктиды. В России они отмечены для Главного и Центрального девонских полей и Тимана. Всего в мире было описано около 30 видов этого рода. Однако большинство из них было установлено по изолированной, трудно диагностируемой чешуе и впослед-



ствии переведено в синонимию [7]. Наиболее полные скелеты известны только для трех видов — *H. nobilissimus* Agassiz, 1835, *H. flemingi* Agassiz, 1844 и *H. jarviki* Cloutier et Schultze, 1996. Местонахождения, в которых отмечены подобные находки, расположены в канадской провинции Квебек, восточной Гренландии и Шотландии. Скелеты, обнаруженные в 2008—2009 гг., являющиеся наиболее крупными среди всех известных сочлененных экземпляров *Holoptychius* в мире и, по предварительному заключению П. Э. Альберга, принадлежат новому виду этого рода.

Остатки примитивного тетрапода, представленные передней частью нижней челюсти, впервые были обнаружены доцентом СПбГУ А. О. Ивановым в 1994 г. среди образцов «рыбного доломита» в коллекции Ф. Н. Чернышева, хранящейся в ЦНИГР Музее (Э. В. Лукшевич, персональное сообщение). Позднее Э. В. Лукшевичем по этому экземпляру был установлен новый таксон, но вследствие недостаточности материала он так и не был описан. В 2002 г. в осыпи «рыбного доломита» автором были найдены фрагменты короноидов, зубной, угловой и табличной костей. За последние два года к ним прибавилось около двадцати новых образцов, в числе которых фрагмент задней части крыши черепа с отпечатком нев록rania на внутренней стороне, целые экземпляры короноида, сошника, зубной, угловой, небной, крыловидной, предлобной и крупные фрагменты ряда других костей. Данный материал отличается хорошей сохранностью и позволяет новому таксону по целостности скелета занять четвертое место после *Ichthyostega*, *Acanthostega* и *Ventastega* среди известных на сегодняшний день двенадцати родов девонских тетрапод [6].

Приведенная информация о новых уникальных палеонтологических находках в слое «рыбного доломита» на ГПП «Сосновский» подтверждает необходимость высказанного ранее предложения об организации научного мониторинга основных местонахождений ископаемых позвоночных на территории Республики Коми [1].

## Литература

1. Безносов П. А. Местонахождения ископаемых позвоночных — палеонтологические памятники природы и проблема их сохранения // Изучение, сохранение и использование объектов геологического наследия северных регионов (Республика Коми): Материалы научно-практической конференции. Сыктывкар, 2007. С. 41–42.
2. Безносов П. Девонская рыба *Holoptychius* // ПалеоМир, 2008. 2 (5). С. 12—13.
3. Безносов П. А. Сосногорская свита — новое местное стратиграфическое подразделение верхнего девона на Южном Тимане // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XV Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар, 2009. С. 9—12.
4. Безносов П. А., Хупели Д. В., Кузьмин А. В. и др. Литология, остатки позвоночных и конодонты ижемской свиты в стратотипе // Геология и мине-

ральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XIV Геологического съезда Республики Коми. Том III. Сыктывкар, 2004. С. 220—224.

5. *Belyaeva, N. V. & Ivanov, A. O.* (eds). South Timan field trip guidebook. Syktyvkar, 2000. 86 p.

6. *Blieck, A., Clement, G., Blom, H. et al.* The biostratigraphical and palaeogeographical framework of the earliest diversification of tetrapods (Late Devonian) // Becker, R.T. & Kirchgasser, W.T. (eds.), Devonian Events and Correlations (Geol. Soc., Spec. Publ. 278). London, 2007. P. 219—235.

7. *Cloutier, R. & Schultze, H.-P.* Porolepiform fishes (Sarcopterigii) // Schultze, H.-P. & Cloutier, R. (eds), Devonian Fishes and Plants of Miguasha, Quebec, Canada. Munchen, 1996. P. 248—270.

8. *Ivanov, A. & Luksevics, E.* Late Devonian vertebrates of the Timan // Daba un Muzejs. Riga, 1996. № 6. P. 22—33.

9. *Luksevics, E.* Bothriolepid antiarchs (Vertebrata, Placodermi) from the Devonian of the north-western part of the East European Platform // Geodiversitas. 2001. 23 (4). P. 489—609.

10. *Rohon, J. V.* Die devonischen Fische von Timan in Russland // Sitzung. konigl. buhmischen Gesellsch. Wiss., Math.-nat. 1899, CI. P. 1—77.

11. *Turner, S.* Late Frasnian lungfish microtoothplates from Timan // Ichthyolith Issues, Spec. Publ. 5. Jurmala, 1999. P. 45—46.



# ОСОБЕННОСТИ МОРФОЛОГИИ И СОДЕРЖАНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В ЗОЛОТЕ ВОСТОЧНО-ВОЙКАРСКОЙ ПЛОЩАДИ

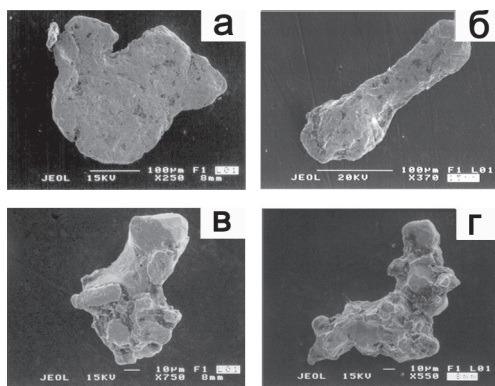
П. П. Братусь

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Восточный склон Полярного Урала представляет собой большой интерес в отношении коренной и россыпной золотоносности. В ходе ранее проведенных геологоразведочных работ здесь выявлены коренные проявления золота, установлено золото в четвертичных отложениях. В северной части Войкаро-Сыньинского ультрабазитового массива открыто медно-золото-палладиевое проявление Озерное, характеризующегося ассоциацией золота с минералами меди и палладия, присутствием золота с высоким содержанием меди [1, 2]. В связи с оценкой золотоносности Восточно-Войкарской площади и поисками новых золоторудных проявлений, особенно проявлений озернинского типа, нами проведено шлиховое опробование аллювиальных отложений основных водотоков района, выделены монофракции золота, проведено его изучение [3].

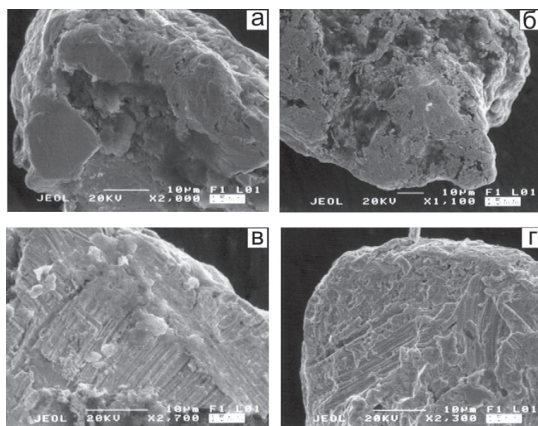
Золото встречается в аллювиальных отложениях практически всех водотоков Восточно-Войкарской площади. Содержание его невысокое. Обычно в шлиховых пробах объемом до 1 м<sup>3</sup> обнаруживается несколько десятков золотин.

Анализ морфологических особенностей показывает, что в аллювиальных отложениях преобладающим является мелкое золото (83%), в незначительном количестве встречается очень мелкое и пылевидное золото. Форма частиц золота изометричная, вытянутая, стержневидная, комковидная, пластинчатая (рис. 1). По степени окатанности золото делится на неокатанное, слабо окатанное и окатанное. Преобладает слабоокатан-



**Рис. 1.** Морфология частиц золота Восточно-Войкарской площади (а — пластинчатое, б — стержневидное, в — сростки, г — комковидное)

ное золото. Поверхность золота кавернозная, ямчатая (рис. 2). Иногда наблюдаются ступени, представляющие собой отпечатки слюд и зерен других минералов, находившихся в сростках с золотом. Признаки механического истирания практически не отмечаются.

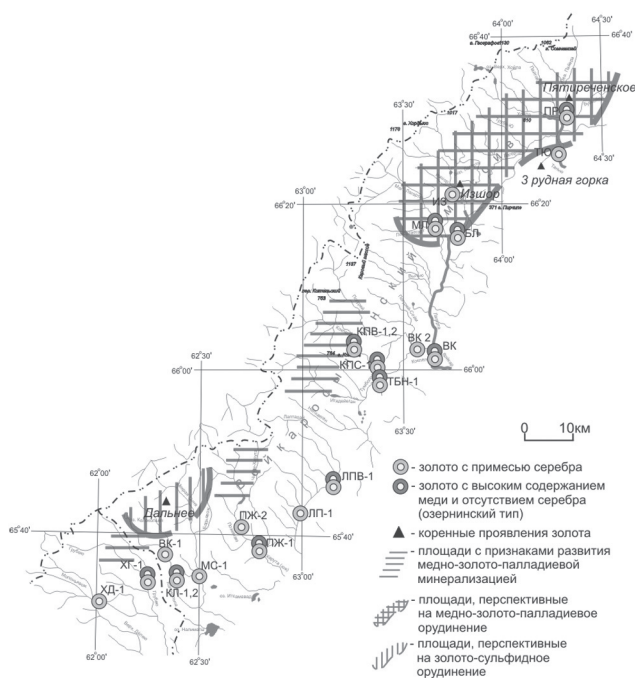


**Рис. 2.** Фрагменты поверхности частиц золота  
(а, б — кавернозная, ямчатая; в, г — ступенчатая)

По результатам микрозондовых анализов в составе аллювиального золота присутствуют серебро и медь (до 40 мас. %), в единичном случае установлена ртуть (0.75—3.23 мас. %). Основным примесным элементом является серебро, которое присутствует в золоте на всех участках, тогда как медь устанавливается далеко не всегда. В медьсодержащем золоте серебро, как правило, отсутствует. Пробность золота колеблется от 550 до 1000 ‰. Преобладает весьма высокопробное золото.

Таким образом, в пределах Восточно-Войкарской площади можно выделить два типа золота: серебросодержащее и медьсодержащее (рис. 3). Наиболее широко распространено серебросодержащее золото, оно характерно для всех участков: Малая Лагорта, Большая Лагорта, Войкарский и др. Медьсодержащее золото встречается реже и содержание его в шлихах ниже по сравнению с серебросодержащим золотом. Золото с наиболее высоким содержанием меди отмечается в аллювии рр. Малая Лагорта, Левый Пайер.

В соответствии с типохимическими особенностями россыпного золота можно предполагать существование в пределах Восточно-Войкарской площади двух типов коренных месторождений, существенно отличающихся друг от друга по условиям формирования и минеральному составу руд. Серебросодержащее золото, вероятнее всего, связано с гидротермальными золото-кварцевыми или золото-сульфидными проявлениями, широко развитыми на севере Урала. Присутствие медьсодержащего золота в аллювиальных отложениях свидетельствует о развитии коренной медно-



**Рис. 3.** Топоминералогическая схема золотоносности Восточно-Войкарской площади с элементами прогнозной оценки

золото-палладиевой минерализации к юго-западу от проявления Озерного и возможности обнаружения новых проявлений в ультрабазитах Войкаро-Сынынского массива.

### Литература

1. Кузнецов С. К., Котельников В. Г., Онищенко С. Ф., Филиппов В. Н. Медно-золото-палладиевая минерализация в ультрабазитах Войкаро-Сынынского массива на Полярном Урале // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2004. № 5. С. 2—4.
2. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И., Потапов И. Л., Филиппов В. Н. Платиноталльная минерализация в рудах проявления «Озерное» (Полярный Урал) // Структура и разнообразие минерального мира. Материалы Международного минералогического семинара. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2008. С. 176—177.
3. Кузнецов С. К., Филиппов В. Н., Братусь П. П. Золотоносность севера Урала и особенности золота из аллювиальных отложений Восточно-Войкарской площади // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России. Материалы XV Геологического съезда Республики Коми. Т. III. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009. С. 205—208.

# ТЯЖЕЛАЯ ФРАКЦИЯ СОВРЕМЕННОГО АЛЛЮВИЯ РЕКИ ВЫЧЕГДЫ

М. Н. Буравская

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*buravskaya@geo.komisc.ru*

---

Изучение минерального состава аллювиальных отложений позволяет проследить закономерности распределения минералов по фациям и получить представление об источнике сноса и силе речного потока при седиментации осадков [4].

В данной работе представлены результаты минералогического анализа, характеризующего состав тяжелой фракции в различных фациальных типах аллювия р. Вычегды. Сравнительное минералогическое изучение проводилось для фракции 0.25—0.1 мм, наиболее представительной по весу и набору тяжелых минералов.

В строении современного аллювия р. Вычегды согласно классификации Е. В. Шанцера [5] нами выделены три группы фаций. Русловая группа представлена пристрежневой фацией и фацией прирусловой отмели. Пойменная фация включает фации прирусловых валов, приречной и внутренней поймы. В строении старичных отложений выделены озерно-речная и озерно-болотная фации. Минералогическое изучение отложений прирусловой отмели, пойменной и старичной фаций проведено автором. Минералогический состав осадков пристрежневой фации приведен в работе Л. Н. Андреичевой [1].

Основание аллювиального комплекса слагают осадки пристрежневой фации, представленные серыми и светло-серыми разномелкозернистыми песками с примесью гравия и мелкой гальки. Из тяжелых минералов в составе отложений наблюдается высокое процентное содержание минералов группы гранатов (до 66 %), амфиболов (до 38.4 %) и эпидотов (до 27 %), составляющие в среднем в сумме 80 % тяжелой фракции [1].

Отложения прирусловой отмели сложены песками мелкозернистыми светло-серого цвета с диагональной слоистостью, подчеркнутой скоплением суглинистого материала темно-коричневого цвета. Тяжелая фракция представлена гранатом (до 35 %), эпидотом (до 25 %), амфиболом (до 20 %), ильменитом (до 9 %), ставролитом (до 8 %), также присутствуют дистен (до 2 %), турмалин (до 3 %), лейкоксен (до 3 %), циркон (до 1 %). Выход тяжелой фракции в среднем составляет 1.3 %.

Отложения прирусловых валов рассматриваются как переходные между русловой и пойменной фациями аллювия. Исследования показывают, что осадки современных прирусловых валов характеризуются светло-серыми средне- и мелкозернистыми песками в чередовании с глинистым материалом. Минералогический состав тяжелой фракции фации прирусловых валов представлен минералами группы граната (до 39 %), эпидота (до 31 %), амфибола (до 20 %). В меньшем процентном содержании при-

сутствуют ильменит (до 16 %), ставролит (до 10 %), лейкоксен (до 8 %), турмалин (до 4 %), сфен и циркон (до 2 %), рутил (до 1 %). Выход тяжелой фракции составляет в среднем 0.51 %.

К собственно пойменным отложениям отнесены фации приречной и внутренней поймы, формирующиеся во время половодья и последующего спада уровня воды. Представлены отложения сезонным чередованием более светлых (песчаных) и более темных (глинистых) прослоев ритмичного характера, и вверх по разрезам перекрывающиеся суглинком темно-коричневым. Выход тяжелой фракции в среднем составляет до 0.3 %. Доминируют минералы группы эпидота (до 46 %), граната (до 30 %) и амфибола (до 14 %). Наименьший процент приходится на ставролит (до 2.3 %), лейкоксен (до 9 %), турмалин (до 3 %), сфен (до 2.6 %), в единичных значениях отмечены циркон, рутил.

Старичная фация аллювия формируется в изолированном от главного русла водоеме — старице, в спокойной седиментационной обстановке. Озерно-речная фация отвечает начальной стадии развития стариц, когда водные потоки нового русла сливаются со староречьем во время половодья. Представлена фация песками средне-мелкозернистыми серыми с прослоями, линзами алевролита и глины. Выход тяжелой фракции в среднем составляет 0.37 %. Наибольший процент приходится на минералы группы эпидота (до 38 %), граната (до 26 %), амфибола (до 11 %), ильменита и лейкоксена (до 7 %). Увеличивается содержание дистена, пирита, апатита.

Озерно-болотная фация представлена глинами темно-серыми, зеленоватыми, а также торфом. Отложения вязкие, оглеены. Выход тяжелой фракции отложений озерно-болотной фации составляет 0.32 %. Содержание минералов группы эпидота увеличивается до 40 %, граната уменьшается до 25 %, амфибола до 9 %. Средний состав тяжелых минералов в различных фациях аллювия представлен в таблице.

Анализ распределения тяжелых минералов в отложениях различных фаций современного аллювия р. Вычегды показал, что наибольший выход тяжелых минералов приходится на отложения прирусловой отмели (см. таблицу). Концентрация тяжелых минералов приурочена к песчаным осадкам класса 0.4—0.1 мм и накоплением их на косах [3], а также песчаные косы являются аккумулятивной формой рельефа русла, где происходит торможение водного потока, шлихование тяжелых минералов и их накопление [2]. Наименьший процент выхода тяжелых минералов наблюдается в отложениях пойменной и старичной фациях.

Состав тяжелых минералов в аллювии зависит от состава размываемых коренных пород. Основными источниками сноса тяжелых минералов при формировании аллювия являются четвертичные отложения, повсеместно распространенные в долине Вычегды. Это в основном тиллы и генетически связанные с ними водно-ледниковые отложения, что обуславливает определенное сходство минеральных ассоциаций. Высокое со-

**Средний состав тяжелых минералов в отложениях  
различных фаций аллювия р. Вычегды, % от тяжелой фракции**

| Фации                    | Пристречная* | Прирусловой отмели | Прирусловых валов | Пойменная | Озерно-речная | Озерно-болотная |
|--------------------------|--------------|--------------------|-------------------|-----------|---------------|-----------------|
| Выход тяжелой фракции, % | 0,46         | 1,3                | 0,52              | 0,32      | 0,37          | 0,32            |
| Ильменит                 | 1,4          | 4,7                | 7                 | 4,8       | 3,6           | 5,9             |
| Магнетит                 | ед.зн        | 0,2                | 0,2               | 0,16      | 0,16          | 0,4             |
| Гематит                  | 0,3          | 0,5                | 0,3               | 0,6       | 0,1           | 0,3             |
| Эпидот                   | 15,7         | 24,3               | 25,4              | 39        | 32,3          | 38,7            |
| Амфибол                  | 23,2         | 15,5               | 10,7              | 12        | 11            | 8,4             |
| Гранат                   | 40,4         | 31,6               | 32,5              | 22,4      | 29            | 26              |
| Циркон                   | 0,6          | 1,3                | 1,5               | 1,3       | 1             | 0,6             |
| Рутил                    | 0,4          | 0,6                | 0,6               | 0,7       | 0,3           | 0,2             |
| Сфен                     | 0,5          | 0,8                | 1,7               | 2,2       | 1,6           | 2               |
| Пирит                    |              |                    | ед.з              | 0,2       | 2,5           | 0,1             |
| Лимонит                  | 0,4          | 0,4                | 0,3               | 0,4       | 0,2           | 0,1             |
| Лейкоксен                | 1,1          | 3,3                | 6,6               | 5,7       | 5,6           | 5,6             |
| Дистен                   | 1,4          | 2,9                | 2,5               | 1,34      | 2,5           | 2               |
| Ставролит                | 5,9          | 2,8                | 4,3               | 1,8       | 4             | 3,6             |
| Турмалин                 | 1,5          | 2,3                | 2,2               | 2,3       | 2,3           | 2,3             |

*Примечание.* \* — данные Л. Н. Андреевой

держание минералов группы граната и амфибола связано за счет размыва вычегодской морены, а эпидота и ильменита за счет печорского тилла и подстилающих пород перми, распространенных в этом регионе.

Распределение тяжелых минералов в осадках разных фаций аллювия имеет также определенные закономерности. Содержание граната увеличивается от мелких фракций к крупным, и наибольшей концентрации достигает в русловых песках и отложениях прирусловых валов. Количество эпидота, наоборот, увеличивается в тонких фракциях пойменного и старичного аллювия. В таком же направлении изменяется концентрация ильменита. Максимум содержания гематита, пирита и лейкоксена также сдвинут в сторону тонких фракций. Содержания циркона и рутила тяготеют к крупным фракциям. Такая дифференциация тяжелых минералов по фациям аллювия связана с удельным весом минерала, его формой и различными скоростями переносившего материал потока [4]. Концентрация устойчивых минералов (гранат, циркон, рутил), имеющих высокий удельный вес, сосредоточена в русловых отложениях. В тяжелой фракции пойменных отложений доминируют неустойчивые минералы с незначительным удельным весом, которые способны находиться во взвешенном состоянии потока реки и откладываться в спокойной седиментационной обстановке. Формирование отложений прирусловой отмели (переходной между русловыми и пойменными осадками) происходит как в условиях повышенной скорости водно-

го потока в весеннее половодье, так и при спаде уровня воды и уменьшении активности потока. В тяжелой фракции аллювия фации прирусловой отмели присутствуют практически равные содержания минералов, устойчивых и неустойчивых к процессам выветривания.

*Работа выполнена при поддержке гранта для молодых ученых и аспирантов УрО РАН.*

### **Литература**

1. *Андреичева Л. Н.* Плейстоцен европейского Северо-Востока. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 321 с.
2. *Лунев Б. С.* Дифференциация осадков в современном аллювии // Учебные записки Пермского университета. Вып. 174, 1967. 334 с.
3. *Осовецкий Б. М.* Тяжелая фракция аллювия. Иркутск: Изд-во Иркутского университета, 1986. 259 с.
4. *Ряпина В. Е.* О некоторых закономерностях распределения терригенных минералов в различных фациях современного аллювия р. Волги // Бюллетень московского общества испытателей природы, 1961. Т. XXXVI, вып. 1. С. 106—114.
5. *Шаницер Е. В.* Типы аллювиальных отложений // Вопросы геологии антропогена к VI конгрессу INQUA в Польше, 1961. С. 188—199.

# ГЕОХИМИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ВЕРХНЕЮРСКИХ ТОЛЩ РУССКОЙ ПЛИТЫ

Н. С. Бурдельная

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*burdelnaya@geo.komisc.ru*

---

Вследствие разновозрастности и однотипности верхнеюрских горючих сланцев Тимано-Печорского и Волжского бассейнов данные горючесланцевые толщи приравнивают к волжскому мегабассейну горючих сланцев. Наиболее изученным в Тимано-Печорском бассейне остается Сысольский сланценосный район. Высокие значения органического вещества, достигающие 40 % и более, фиксируются как в отложениях Сысольского сланценосного района, так и среди отложений Волжского бассейна. Значения атомного отношения  $S_{\text{орг}}/C_{\text{орг}}$  в керогене высокоуглеродистых пород свидетельствуют о высокой доле осерненности геополимера и согласно Орру [1] позволяют его классифицировать его как II-S тип.

Предполагается, что обогащению органическим веществом осадочных пород способствовал ряд факторов, связанных с повышенным приносом биопродукции в области накопления, с удаленностью данных областей от прибрежных районов, а также с возможностью осернения липидных и углеводных компонентов исходного органического вещества. Последний фактор значительно влияет на состав ОВ исследуемых пород. Так, в составе продуктов пиролиза керогена верхнеюрских горючих сланцев Сысольского сланценосного района и кашпирских высокоуглеродистых отложений основными генерируемыми компонентами являются 2-н-алкилтиофены, 2-метил-5-н-алкилтиофены и 2-этил-5-н-алкилтиофены.

Экспериментальным путем было доказано, что н-алкильные структуры, насыщенные функциональными группами, активно осерняются, образуя полисеросвязанные составляющие керогена [2]. При пиролизе такого керогена генерируются н-алкилзамещенные тиенилтиофены, фенилтиофены как основные компоненты ароматической фракции продуктов пиролиза керогена горючих сланцев [3]. В обогащенных органическим веществом породах ( $C_{\text{орг}}$  более 20 % на породу) эти соединения являются доминирующими.

Величины измеренного нами тиофенового индекса (отношение [2,3-диметилтиофен]/[о-ксилол + нонен-1]) свидетельствуют о возрастании атомного отношения S/C в керогене от 0.012 до 0.081. Отсюда следует, что рост концентрации органического углерода сопровождается увеличением влияния процесса раннедиагенетического осернения органического вещества.



## Литература

1. *Orr W. L.* Kerogen/asphaltene/sulfur relationships in sulfur-rich Monterey oils // In : *Leythauser D., Rullkötter J.* (Eds). *Advances in Organic Geochemistry*, 1985. Pergamon Press, Oxford (Org. Geochem., 1986. V. 10. P. 499—516).
2. *Sinninghe Damsté J. S., Rijpstra W. I. C., Kock-van Dalen A. C. et al.* Quenching of labile functionalised lipids by inorganic sulphur species: Evidence for the formation of sedimentary organic sulphur compounds at the early stages of diagenesis // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1989. V. 53. P. 1343—1355.
3. *Бушнев Д. А.* Алкилированные 2,2'-битиофены и 2-фенилтиофены в составе продуктов пиролиза высокосернистого керогена // *Нефтехимия*, 2007. Т. 47, № 3. С. 184—192.

# ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ МАТЯШОРСКОЙ ТОЛЩИ (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Д. А. Груздев

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*gruzdev@geo.komisc.ru*

---

Матяшорская толща ( $D_{2-3}mt$ ) выделяется в объеме кыновского горизонта живетского яруса среднего девона и франского яруса верхнего девона [1]. Отложения толщи представлены светло-серыми, серыми, темно-серыми, слоистыми и массивными органогенно-обломочными, органогенно-стусковыми, строматопорово-водорослевыми, амфипоровыми, онколитовыми и детритовыми известняками. Мощность матяшорской толщи была оценена приблизительно в 400—450 м. Наиболее полный разрез толщи представлен в долине руч. Матя-Шор, он же является опорным. Для нижней части разреза характерно появление среди органогенно-обломочных известняков отдельных органогенных построек — биостромов с шаровыми и пластинчатыми ветвистыми строматопоратами. Выше отмечаются отдельные скопления кораллов и брахиопод, причем целые остатки встречаются редко и представлены в основном крупнорачковыми формами.

Иной тип разреза матяшорской толщи удастся наблюдать в ряде карстовых воронок на водоразделе руч. Матя-Шор и р. Бол. Надота, а также в нижней трети скальных выходов в южной части горы Олыся [2]. Основная часть разреза представлена водорослево-инкрустационными, органогенно-обломочными известняками. Наряду с фитогенной биотой встречаются брахиоподы, фораминиферы, гастроподы, остракоды, мшанки и криноидеи.

В целом по совокупности литологических и фаунистических данных этот тип разреза можно отнести к ядру рифового комплекса, сформировавшегося в позднем девоне. Тыловой зоне матяшорского биогермного комплекса отвечают отложения в описанном выше разрезе по руч. Матя-Шор, с характерными скоплениями ветвистых амфипор.

## Литература

1. Шишкин М. А. Стратиграфическая схема расчленения палеозойских отложений западного склона Полярного Урала и гряды Чернышева применительно к задачам составления нового поколения геологических карт масштаба 1:200 000 // Геология и минеральные ресурсы Европейского северо-востока России. Сыктывкар, 1999. Т. 2. С. 247—249.
2. Соболев Д. Б., Журавлев А. В., Карманов Р. С., Груздев Д. А. Новые данные о геологическом строении района Большенадотинского рифа (Приполярный Урал) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2000. № 8. С. 6—7.

# КРИТИЧЕСКИЕ СООТНОШЕНИЯ ВО ФЛЮИДСОДЕРЖАЩЕЙ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ, НАДКРИТИЧЕСКИЕ ФЛЮИДОРАСПЛАВЫ И ГЕНЕЗИС ТУФФИЗИТОВ

Н. С. Горбачев, А. В. Костюк

ИЭМ РАН, Черноголовка

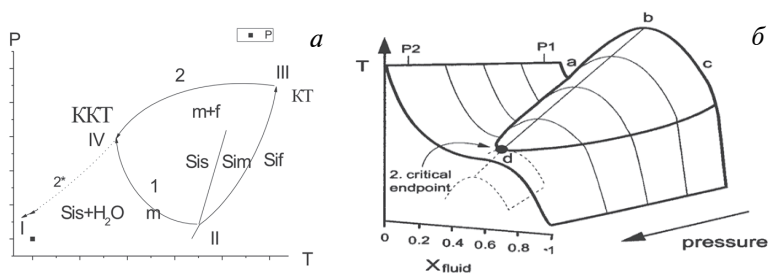
*nastya@iem.ac.ru*

Процессы мантийного магмообразования протекают при участии флюидов, которые стимулируют плавление, оказывают эффективное влияние на фазовые соотношения в мантии, состав генерируемых расплавов. С плавлением флюидсодержащей верхней мантии связано формирование кимберлитов, лампроитов, карбонатитов — пород, производных магм, существенно обогащенных летучими. Особое место среди таких пород занимают *туффизиты* — алмазоносные интрузивно-пирокластические фации пород кимберлит-лампроитового ряда, широко представленные в пределах Тимано-Уральского региона [1]. Формирование исходного вещества туффизитов связывают с процессами флюидизации — преобразованием мантийного субстрата под воздействием глубинных флюидов в гетерогенную капельно-расплавно-газовую эмульсию или даже твердо-газовую суспензию, обладающую удивительными свойствами — сверхнизкой плотностью, минимальной вязкостью, высокой текучестью и проникающей способностью.

Свойства «флюидизитов», а также состав и текстурно-структурные особенности продуктов их кристаллизации сходны с особенностями надкритических «флюидорасплавов». Одной из особенностей флюидсодержащих силикатных систем является существование критических соотношений, обусловленных высокой взаимной растворимостью флюида в силикатном расплаве и силикатов — во флюиде с увеличением  $P$  и  $T$ . При достижении критических  $P$  и  $T$  свойства и составы расплава и флюида одинаковы. При  $P$  и  $T$  выше критической точки наблюдается полная смешимость между расплавом и флюидом (рис. 1).

Переход из докритического в надкритическое состояние — переход второго рода. Критическая линия  $ab$  на диаграммах  $P$ - $V$ ,  $P$ - $\rho$  (плотность) — точка перегиба. Из математического описания точки перегиба (первые и вторые производные стремятся к 0) вытекают свойства надкритической фазы: — гиперсжимаемость, гипертепловое расширение, гиперподвижность при незначительной неоднородности теплового поля, эффект термостатирования.

В данной работе приводятся результаты экспериментального изучения плавления флюидсодержащего перидотита в интервале  $P=1.5$ —



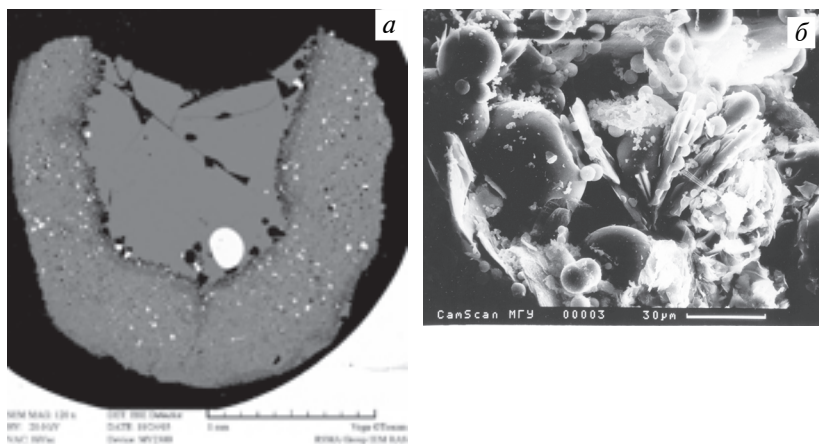
**Рис. 1.** Схематическая P-T (слева) и P-T-X (справа) диаграмма фазовых соотношений в системе силикат Si-H<sub>2</sub>O.

1 — водонасыщенный солидус силиката, 2 и ab — критическая линия — P-T-X тренд критических точек от критической точки чистого силиката III до второй конечной критической точки IV (second critical end point) на пересечении стабильной части критической линии водонасыщенного солидуса силиката. 2\* — метастабильная часть критической линии, заканчивающейся в критической точке воды I. Обозначения: s — твердое, m — расплав, f — флюид. При P-T выше конечной критической точки не существует солидуса силиката, т. е. переход в надкритическое состояние происходит без участия силикатного расплава

4.0 ГПа,  $T=1250\text{--}1450\text{ }^{\circ}\text{C}$  в докритических и надкритических условиях. Эксперименты проводились в ИЭМ РАН на твердофазовой аппаратуре типа ЦП и НЛ. Использовалась методика прямого плавления исходного материала в насыщенных железом Pt ампулах и многоампульная методика с Pt и перидотитовой ампулами. Тестом перехода системы в надкритическое состояние служили особенности фазовых соотношений и текстуры закалочных экспериментальных образцов [2].

*Результаты экспериментов и их обсуждение.* В экспериментах с H<sub>2</sub>O+CO<sub>2</sub> флюидом (рис. 2, а) сохранялось исходное строение образца: перидотовая ампула, заполнена силикатным стеклом с включениями сульфидной фазы, темная полоса — реакционная зона базальтовый расплав-перидотит. Состав расплава — оливин-базальтовый, ликвидусной ассоциации, (на границе со стеклом) — гарцбургитовый (Ol+Orx). Аналогичные соотношения характерны также для экспериментов с H<sub>2</sub>O флюидом при  $P=1.5\text{--}2.5$  ГПа,  $T=1250\text{--}1350\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Наблюдаемые особенности фазового состава и структуры образцов свидетельствуют о том, при данных составах критические P и T не достигались.

В экспериментах с H<sub>2</sub>O флюидом (рис. 2, б) при  $T=1400\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P=4$  ГПа и тех же исходных составах наблюдалась полная дезинтеграция закалочных образцов, состоящих из несвязанной смеси микролитов силикатных минералов и их сростков игольчатой, дендритовой формы с глобулами силикатного стекла, сульфидов. Обращает внимание многофазный, неравновесный минеральный состав образцов. Дезинтег-



**Рис. 2.** Микрофотография полированных шлифов экспериментальных образцов во вторичных электронах. Система перидотит-базальт-летучий.  $T=1400^{\circ}\text{C}$ ,  $P=4\text{ GPa}$ . Слева — с  $\text{H}_2\text{O}+\text{CO}_2$ , докритические условия, сохраняется исходное строение образца. Справа — та же система с  $\text{H}_2\text{O}$  флюидом, надкритические условия. Наблюдается полная дезинтеграция и перидотита и базальта после опыта, свидетельствующая о достижении конечной критической точки при  $1400^{\circ}\text{C}$ ,  $4\text{ GPa}$

рация образцов, отсутствие признаков частичного плавления — межзернового расплава, ликвидусной ассоциации свидетельствуют о критических соотношениях в системе при  $P$  и  $T$  отвечающих конечной критической точке.

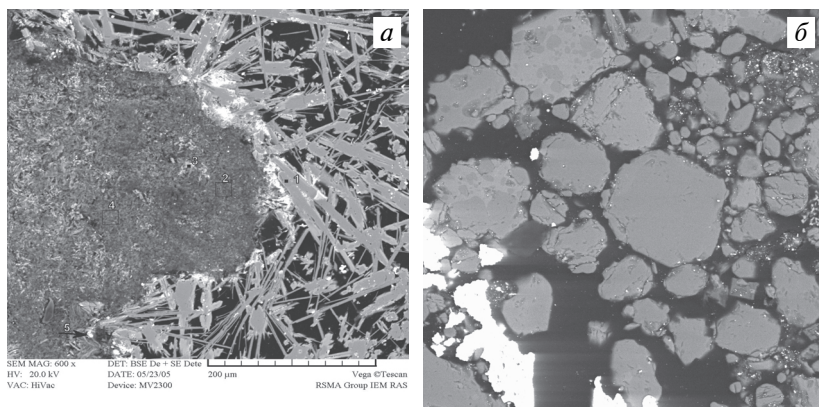
При частичном плавлении флюидсодержащего перидотита критические  $P$  и  $T$  могут достигаться только между расплавом и флюидом. При этом надкритический флюидорасплав взаимодействует с перидотитом. Взаимодействие надкритического водно-базальтового флюидорасплава с перидотитом в системе перидотит- $\text{H}_2\text{O}$  при  $4\text{ GPa}$  и  $1450^{\circ}\text{C}$  приводит к формированию закалочных «брекчий» с характерной «галечной» структурой, состоящих из изолированных окатанных выделений ОI, Орх, Срх состава (реликты перидотита) с новообразованным цементом гранат-клинопироксенового состава. При медленном охлаждении сохраняется «галечная» структура (рис. 3).

Деструкция мантийного субстрата при взаимодействии с надкритическими флюидорасплавами может иметь важное значение в тектонике — формировании ослабленных зон, разломов в литосфере.

*Поддержка — РФФИ 09-05-01131, ОНЗ РАН т.2*

### Литература

1. Рыбальченко А. Я., Колобянин В. Я., Лукьянова Л. И. и др. О новом типе коренных источников алмазов на Урале // ДАН, 1997. Т. 353, № 1. С. 90—93.



**Рис. 3.** Микрофотография полированных шлифов экспериментальных образцов во вторичных электронах. Критические соотношения: перидотит-базальт, деструкция перидотитовой ампулы, справа — перидотит- $\text{H}_2\text{O}$ , деструкция перидотита, слева — «галечная» структура

2. Горбачев Н. С. Надкритическое состояние в водосодержащей мантии (по данным экспериментального изучения флюид содержащего перидотита при  $P=40$  кбар,  $T=1400$  °C) // ДАН, 2000. Т. 371, № 3. С. 362—365.

# МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АЛМАЗОНОСНЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АСЫВВОЖСКОЙ СВИТЫ ЮЖНОГО ТИМАНА

О. В. Гракова

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*grakova@geo.komisc.ru*

Среднедевонские терригенные отложения асыввожской свиты Южного Тимана расположены в северо-западной части возвышенности Джемпарма. Алмазонасность Тимана находится в центре внимания исследователей уже более 50 лет. За это время были открыты несколько алмазопроявлений в девонских отложениях и выявлен ряд кимберлитовых трубок, но их роль как коренных источников тиманских алмазов не была доказана. В последнее время получила развитие гипотеза о магматическом (флюидизатном) генезисе алмазопроявлений, ранее считавшиеся осадочными. Изучение акцессорных минералов в терригенных алмазонасных отложениях асыввожской свиты является важным аспектом при определении условий образований алмазосодержащих пород и оценки перспектив выявления промышленно значимых алмазонасных объектов на Южном Тимане.

Пробы для изучения акцессорных минералов отбирались из песчаников и гравелитов асыввожской свиты. Отложения асыввожской свиты расположены в щебеночном карьере Асыввож. Асыввожская свита сложена разнозернистыми песчаниками с прослоями и линзами кварцевых гравелитов и глин. Песчаники кварцевые светло-серого, розовато-кремового цвета. Мощность асыввожской свиты от 16 до 43 м. Породы асыввожской свиты залегают на песчаниках джежимской свиты верхнего рифея, перекрываются терригенными отложениями изьяельской свиты верхнего девона.

Изучение протолочных проб показало, что породообразующие минералы пород асыввожской свиты представлены кварцем, полевым шпатом, альбитом, хлоритом и серицитом. Для извлечения акцессорных минералов был принят метод концентраций (метод искусственных шлихов). Полученные фракции изучались под бинокулярным и поляризационным микроскопами. Акцессорные минералы представлены гранатом, цирконом, рутилом, ильменитом, танталитом, корундом, лейкоксеном, анатазом, брукитом, монацитом, ксенотимом, ильменорутилом, турмалином, ставролитом, эпидотом, амфиболом, пиритом, лимонитом, глауконитом, лазулитом, самородной медью.

*Гранат* обнаруживается в виде окатанных прозрачных обломков светло-розового, розового цвета (предположительно альмандин). По-

верхность зерен шероховатая. Минерал содержит игольчатые включения рутила.

*Циркон* выделяется в нескольких морфологических типах. Первый тип представлен округлыми окатанными прозрачными зернами. Цвет цирконов этого типа от бледно-розового, почти бесцветного, до розового. Поверхность кристаллов ямчатая, включений не отмечается. К цирконам второго типа относятся слабоокатанные длиннопризматические кристаллы и их неокатанные обломки желтого и светло-розового цвета, отмечаются включения минерала черного цвета. Поверхность кристаллов неровная, шероховатая, на ней наблюдаются различные трещины, углубления и сколы. В третий тип были выделены свежие цирконы с четкими гранями дипирамиды и призмы. Цвет от бледно-розового до темно-розового. Поверхность кристаллов гладкая, но при больших увеличениях под микроскопом также отмечаются трещинки и сколы. В розовых слабоокатанных длиннопризматических кристаллах обнаруживаются каналы (пустоты). В отличие от первых двух морфотипов циркона, в кристаллах этого типа отмечается зональность вдоль удлинения кристаллов. Четвертый тип представлен в разной степени метамиктным цирконом. Он обнаруживается в виде слабоокатанных непрозрачных, мутных призматических кристаллов желтого, светло-коричневого и бурого цвета. Поверхность кристаллов ямчатая, отмечаются включения черного минерала. В цирконах этого типа отмечаются кристаллы с зональностью роста вдоль и поперек удлинения.

*Рутил* представлен неокатанными прозрачными и непрозрачными призматическими кристаллами и их осколками. Цвет рутила различен: от желто-оранжевого и красного до черного. Отмечаются округлые окатанные обломки непрозрачных зерен рутила кремового, темно-красного и бурого цвета. Поверхность зерен меняется от гладкой до шероховатой, с трещинками, углублениями и сколами. В рутиле отмечаются включения циркона.

*Ильменит* встречается в виде лепешковидных хорошо окатанных непрозрачных зерен от светло-коричневого до черного цвета. Встречаются уплощенные слабоокатанные непрозрачные обломки черного цвета с металлическим блеском. Ильменит в разной степени лейкоксенизирован, поверхность зерен корродированная, ямчатая.

*Танталит* присутствует в виде окатанных непрозрачных обломков кристаллов бежевого, светло-коричневого цвета. Поверхность шероховатая, включений не отмечается.

*Корунд* представлен неокатанными полупрозрачными удлиненными кристаллами столбчатого облика грязно-розового цвета с синими пятнами. Поверхность кристаллов равномерно шероховатая.

*Лейкоксен* отмечается в виде лепешкообразных окатанных непрозрачных зерен зеленовато-бурого, желто-коричневого цвета и желтых, светло-коричневых бесформенных непрозрачных обломков. Лейкоксен в раз-



ной степени корродирован. На поверхности лейкоксена отмечаются включения минерала черного цвета. Лейкоксен развивается по рутилу.

*Анализ* встречается в виде неокатанных прозрачных таблитчатых кристаллов, слабоокатанных обломков голубоватого цвета. Поверхность равномерно шероховатая. Аналит аутигенный, находится в стадии лейкоксенизации.

*Брукит* представлен слабоокатанными полупрозрачными таблитчатыми кристаллами зеленовато-синего и бурого цвета с шероховатой поверхностью. Встречаются сростки брукита с анатазом.

*Монацит* образует округлые окатанные непрозрачные лепешки желтого цвета и уплощенные слабоокатанные полупрозрачные таблички светло-желтого цвета с матовой поверхностью. Встречаются ромбоэдрические неокатанные полупрозрачные кристаллы розоватого цвета. В монаците отмечаются пятна и прослои оранжевого цвета неясного генезиса.

*Ксенотим* присутствует в виде слабоокатанных полупрозрачных таблитчатых кристаллов желтого цвета и пылевидных непрозрачных частиц желтовато-бурого цвета. Поверхность кристаллов ксенотима неровная, шероховатая.

*Ильменорутит* представлен неокатанными непрозрачными пирамидальными кристаллами коричнево-белого цвета с равномерно шероховатой поверхностью без включений.

*Турмалин* встречается в виде округлых и удлинённых окатанных полупрозрачных и непрозрачных зерен и их обломков синего (индиголит), зеленовато-бурого (шерл) и черного цвета. Поверхность зерен шероховатая, отмечаются углубления и сколы. Иногда отмечаются включения кристаллов циркона призматического облика.

*Ставролит* отмечается в виде слабоокатанных непрозрачных короткопризматических кристаллов светло-коричневого, бурого цвета. Поверхность кристаллов изменяется от гладкой до шероховатой, характерны включения углистого вещества.

*Эпидот* присутствует в виде измененных, разрушенных неокатанных непрозрачных почти белых порошковидных образований и сильноизмененных непрозрачных мутных желто-зеленых и желтоватых (за счет пропитки гидроокислами железа) агрегатов. Присутствуют сростки эпидота с турмалином, тонкие иголки турмалина в эпидоте.

*Амфибол* представлен неокатанными полупрозрачными осколками ромбического габитуса светло-коричневого цвета — жедрит. Встречаются неокатанные полупрозрачные игольчатые осколки зеленоватого цвета — актинолит и раскристаллизованные непрозрачные обломки грязно-зеленого цвета, которые раздавливаются на иголки.

*Пирит* встречается в виде окатанных непрозрачных окисленных (тонкая пленка гидроокислов на поверхности) кристаллов соломенно-желтого цвета. На поверхности отмечаются натечные, почковидные агрегаты

лимонита. *Лимонит* образует тонкозернистую смесь минералов неправильной формы ржаво-коричневого цвета.

*Глауконит* образует тонко-зернистый зеленовато-серый агрегат с тусклым блеском.

*Лазулит* представлен неокатанными прозрачными осколками кристаллов удлинённой формы светло-синего цвета, с гладкой поверхностью без включений.

*Самородная медь* присутствует в виде одиночных неправильных зерен медно-красного цвета. Поверхность неровная примесей железа не отмечается.

Приведенное выше минералогическое описание девонских отложений асывовожской свиты свидетельствует об осадочном образовании этих пород. Песчаники и гравелиты асывовожской свиты образовывались при размыве гетерогенного субстрата. Высокое содержание акцессорного циркона и турмалина указывает на преобладание кислых разновидностей размываемых магматических пород, хотя заметную роль играли также основные и, возможно, ультраосновные магматиты. Учитывая хорошую сохранность акцессорного рутила и наличие слабоустойчивых при переносе минералов, можно сделать вывод о том, что вмещающие их магматические породы не могли находиться на большом удалении. Эти же магматиты могли быть первоисточниками алмазов, которые были установлены в отложениях асывовожской свиты.

*Автор благодарит за помощь в изучении минералов Н. В. Повонскую (ООО «Геолог-1», г. Ухта).*

# АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ НИКОЛАЙШОРСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАССИВА

Ю. В. Денисова

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*udenisova@geo.komisc.ru*

Николайшорский гранитоидный массив приурочен к северной части Няртинского блока и образует вытянутое в северо-северо-западном направлении тело длиной 4 км при средней ширине 1, 5 км. К югу от этого массива расположено еще одно тело, сложенное гранитоидами (около 3—4 км), которое, по-видимому, можно также включить в состав Николайшорского массива.

Акцессорные минералы были отобраны из плагиогранитов, имеющих в основном гнейсовый облик. Гранито-гнейсы представляют собой серовато-зеленые и серые мелкозернистые породы, сложенные щелочным полевым шпатом — микроклином (25—30 %), плагиоклазом — альбитом (25—35 %), кварцем (30—38 %), биотитом (2—5 %), мусковитом (до 1—2 %). Имеются вторичные минералы — серицит, цоизит, кальцит, хлорит, лейкоксен. Акцессорные представлены цирконом, сфеном, молибденитом, магнетитом, пиритом, ильменитом, эпидотом.

**Циркон** — характерный акцессорный минерал изверженных пород, в данном массиве представлен преимущественно хорошо ограненными кристаллами трех типов.

Циркон первого типа — светлоокрашенный (от бесцветного до бледно-коричневого) — образует прозрачные короткопризматические кристаллы. Размер кристаллов — 0.05—0.25 мм. Коэффициент удлинения — 0.6—1.2. Внутреннее строение однородное. При катодолюминесцентном свечении отмечается слабая зональность. Второй тип представлен темным короткопризматическим прозрачным цирконом. Цвет минерала преимущественно коричневый. Размер таких кристаллов — 0.1—0.25 мм. Коэффициент удлинения — 0.8—1.3. при катодолюминесцентном свечении выявляется многозональное строение зерен. кроме того, устанавливается наличие четко ограниченных ядер. Третий тип — длиннопризматические прозрачные кристаллы преимущественно бледно-коричневого цвета, размером — 0.4—0.8 мм и коэффициентом удлинения — 1.5—4.0 (реже 8.0). Внутреннее строение кристаллов зональное.

**Сфен** встречается в виде идиоморфных кристаллов с неровными сглаженными гранями. Минерал представлен бесцветными прозрачными разновидностями размером 0.1—0.2 мм. редко встречаются крупные (0.3—0.6 мм) полупрозрачные матовые или светло-желтые кристаллы. Включения в сфене отсутствуют.

**Пирит** представлен правильными, хорошо ограненными кристаллами желтого цвета с буроватым оттенком и металлическим блеском. Размер 0.2—0.3 мм. Чаще всего кристаллы имеют кубический габитус.

**Молибденит** присутствует в виде серых чешуек (размером 0.1—0.2 мм) неправильной листоватой формы с сильным металлическим блеском.

**Магнетит** образует зерна преимущественно неправильной формы, размер которых 0.2—0.4 мм. Магнетит имеет черный цвет, металлический блеск. Отдельные минералы покрыты буроватой пленкой.

**Ильменит** также встречается в виде неправильной формы зерен размером до 1 мм. Цвет железно-черный, блеск металлический. Излом раковистый.

**Эпидот** образует неправильной формы агрегатные зерна (0.6—1.0 мм). Цвет эпидота преимущественно темно-зеленый с переходами к более светлому оттенку зеленого.

Приведенные данные по акцессорным минералам Николайшорского гранитного массива близки полученным М. В. Фишманом [1, с. 71]. Отличие в том, что в изученных нами пробах отсутствуют галенит, гранат и ортит. Новым является выделение трех морфологических типов цирконов, указывающих, вероятно, на полихронный характер формирования гранитоидов.

### **Литература**

1. Фишман М. В., Юшкин Н. П., Голдин Б. А., Калинин Е. П. Минералогия, типоморфизм и генезис акцессорных минералов изверженных пород севера Урала и Тимана. М.-Л.: Наука, 1968. 252 с.

# МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ ШПИНЕЛИ ИЗ УЛЬТРАМАФИЧЕСКИХ ПОРОД ОЛЫСЯ-МУСЮРСКОГО И СИНОТВОЖСКОГО МАССИВОВ (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

П. С. Елфимов, А. А. Соболева

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*ElfimovPetr\_777@mail.ru, soboleva@geo.komisc.ru*

Минералы группы шпинели являются характерными акцессорными и рудными минералами гипербазитовых массивов. В некоторых породах Олыся-Мусюрского и Синотвожского массивов первичные алюмосодержащие хромшпинелиды не сохранились, и присутствуют только хромиты. Общей особенностью всех хромшпинелидов из рассматриваемых массивов является их сильное вторичное изменение, в процессе которого хромит замещался хроммагнетитом.

**Олыся-Мусюрский массив.** В *аподунитовых серпентинитах* хромшпинелиды представлены идиоморфными зернами (до 0.5 мм), образующими включения в оливине и клинопироксене, а также расположенными в серпентиновой матриксе. Встречаются также в сростаниях с магнетитом в составе мелкозернистых магнетитовых обособлений, вероятно, вторичных. Зерна часто зональны, большинство из них сложено железистым феррихромитом (рис. 1, А) и имеют хроммагнетитовую кайму (рис. 2, А). В центральной части некоторых зерен, представленных ферриалюмохромитом, (возможно, первичных) наблюдается распад твердого раствора (рис. 2, В) на две фазы — более железитую (алюмоферрихромит) и более богатую алюминием (феррихромпикотит). Нераспавшийся ферриалюмохромит сохранился в каймах таких зерен.

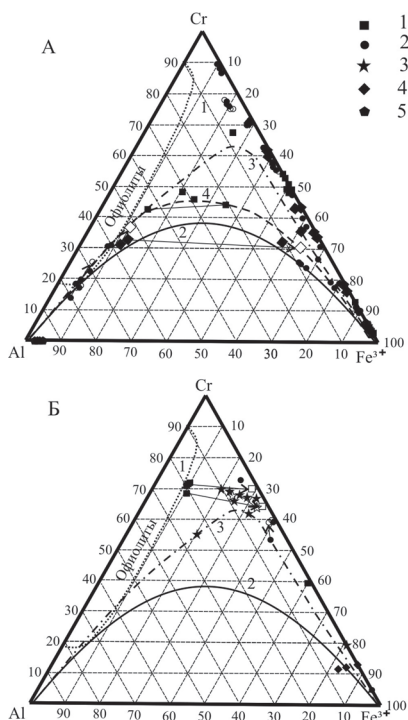
Шпинелиды из *апогарцбургитовых серпентинитов* образуют округлые и неправильной формы выделения (до 0.3 мм) в серпентинизированном оливине, ортопироксене и амфиболе, развивающемся, вероятно, по ортопироксену, а также в серпентине. Характерно сильное замещение хромшпинелидов хроммагнетитом (рис. 2, Б). В этих породах встречаются редкие зерна высокоалюминиевого феррихромпикотита, соответствующего по составу офиолитовым шпинелям (рис. 1, А) и, возможно, являющиеся первичными. Преобладают железистый феррихромит и хроммагнетит.

В *серпентинизированных оливиновых вебстеритах* хромшпинелиды образуют мелкие (до 0.07 мм) идиоморфные включения в зернах клинопироксена. В этих породах, также как и в вышеописанных, выделяются алюминийсодержащие и безалюминиевые хромшпинелиды. Среди первых выделяются минералы с высоким содержанием Al (но ниже, чем в апогарцбургитовых серпентинитах), относящиеся к феррихромпикотиту, и

**Рис. 1.** Состав шпинелидов из пород Олыся-Мусюрского (А) и Синотвожского (Б) массивов.

Линии 1—3 — по работе [2]: 1 — поле хромшпинелидов из офиолитовых массивов Урала по (Панеях, 1984; Савельева, 1987 и др.), 2 — высокотемпературный сольвус (800-900°) для хромшпинелидов Уктусского и Кытлымского массивов, 3 — низкотемпературный сольвус (600°) для метаморфизованных хромитов (Loferski, Lipin, 1983); 4 — сольвус для хромшпинелидов из аподунитов Олыся-Мусюрского массива. Коннодой соединены соответствующие фазы распада твердого раствора в хромшпинелиде. Точки — составы хромшпинелидов из аподунитовых (1) и апогарцбургитовых (2) серпентинитов; серпентинизированных лерцолитов (3), оливиновых вебстеритов (4) и оливиновых клинопироксенитов (5).

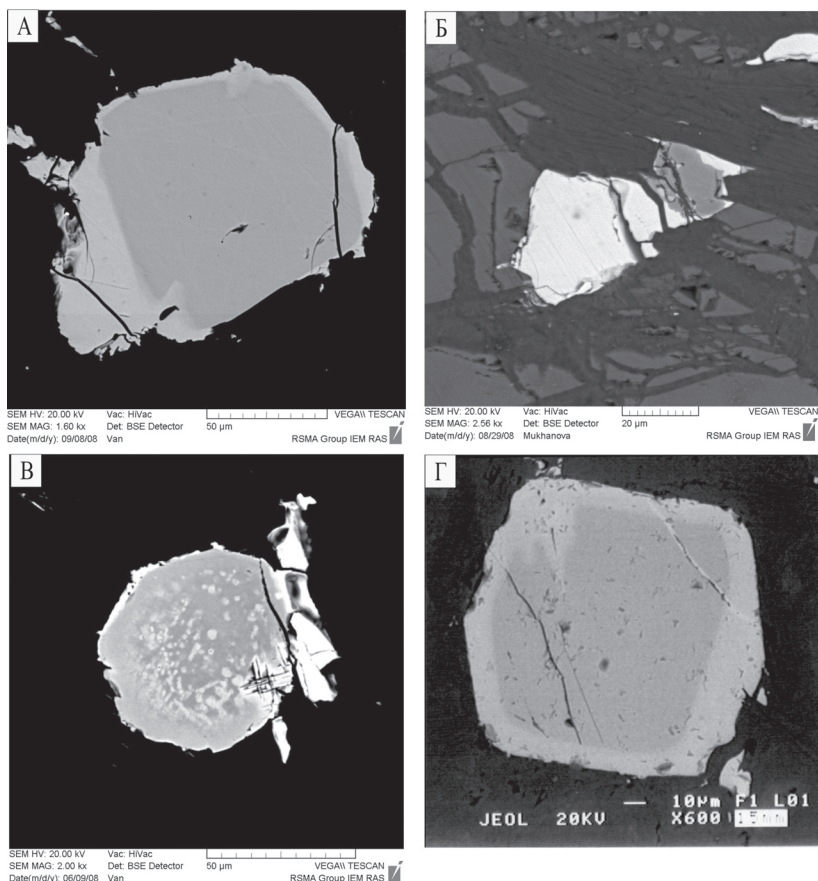
Незалитые значки — края зерен



алюмосодержащий хроммагнетит, замещающий по краям зерна феррихромпикотита. Преобладают же в породах безалюминиевые, вероятно метаморфические, хромшпинелиды — зерна железистого феррихромита, окруженные каймами хроммагнетита.

Все рассмотренные породы содержат две группы хромшпинелидов: алюминийсодержащие, а также низкоалюминиевые и безалюминиевые. Среди первых можно выделить два типа: 1) предположительно первичный ферриалюмохромит, 2) результат распада первичных шпинелидов — феррихромпикотит. Ко вторым относится хромит (железистый феррихромит), который образуется, по-видимому, как при распаде первичных хромшпинелидов, так и при вторичном изменении любых алюминийсодержащих хромшпинелидов. Каймы многих зерен хромшпинелидов сложены хроммагнетитом.

Распад первичного ферриалюмохромита сопровождается перераспределением главных примесей: в более алюминиевых экссоллюционных фазах уменьшается содержание  $TiO_2$  и  $V_2O_5$ , в более железистых наблюдается обратная тенденция. Зерна железистого феррихромита характеризуется повышенными концентрациями  $TiO_2$ ,  $MnO$ ,  $ZnO$  и  $V_2O_5$  по сравнению с алюминийсодержащими хромшпинелидами. В хроммаг-



**Рис. 2.** Характер выделения хромшпинелидов (изображения в обратно-рассеянных электронах). А — начальная стадия замещения феррихромита хром-магнетитом (аподунитовый серпентинит, Олыся-Мусюрский массив); Б — реликты феррихромита в хроммагнетите (апогарцбургитовый серпентинит, Олыся-Мусюрский массив); В — ферриалюмохромит с распадом твердого раствора в центре зерна: светлое — феррихромпикотит, темное — алюмоферрихромит (аподунитовый серпентинит, Олыся-Мусюрский массив); Г — замещение ферриалюмохромита феррихромитом (аподунитовый серпентинит, Синотвожский массив)

нетитовых каймах содержания этих компонентов резко снижаются, практически до 0.

Шпинель, распространенная в *метаморфизованных оливиновых клинопироксенитах*, совершенно не похожа на шпинелиды из гипер-базитов. Ее темно-зеленые выделения (до 5 мм) расположены в меж-зерновом пространстве клинопироксена с келифитовыми каймами

граната, резко ксеноморфны по отношению к другим минералам и имеют явно вторичный генезис. Шпинель может слагать до 10 об. % породы и играть роль цемента. По химическому составу относится к плеонасту, содержит 17.29—20.83 % FeO, до 0.3 % MnO, до 0.5 % ZnO и до 0.3 % V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

**Синотвожский массив.** В *аподунитовых серпентинитах* хромшпинелиды встречаются в виде идиоморфных зональных зерен (до 0.3 мм) в серпентине, образовавшемся по оливину. Центральные части зерен сложены высокохромистым ферриалюмохромитом, а по периферии развит железистый феррихромит и хроммагнетит (рис. 1, Б; 2, Г). Подобная зональность не оставляет сомнений в том, что при изменении первичного ферриалюмохромита образуется железистый феррихромит.

В *апогарицбургитовых серпентинитах* обнаружены только низко- и безалюминиевые хромшпинелиды с содержанием Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 1.5 %, которые можно отнести к алюмосодержащему феррихромиту и феррихромиту. Они слагают округлые обособления (до 0.2 мм) перистого строения (метаморфизованные распавшиеся хромшпинелиды) с каймой хлорита и идиоморфные зерна (до 0.05 мм).

В *серпентинизированных лерцолитах* развиты хромшпинелиды и замещающий их магнетит. Они образует равномерно рассеянные округлые, овальные или идиоморфные, но со сглаженными ограничениями, зерна (0.05—0.40 мм), слабо трещиноватые и обрастающие сплошной тончайшей каймой поперечно-волокнистого лизардита, реже — агрегатом листочков хлорита. Зерна размером до 0.15 мм образуют включения в клинопироксене, часто в кайме. Более мелкие (0.015—0.060 мм) обычны в серпентин-магнетитовом агрегате, замещающем оливин, и в межзерновом пространстве между зернами клинопироксена в серпентин-хлоритовых прожилках. Хромшпинелиды высокохромистые, с невысоким содержанием Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0.57—4.54 %), отвечающие алюмосодержащему железистому феррихромиту и лишь одно зерно, заключенное в кристалле клинопироксена, отвечает ферриалюмохромиту.

В *серпентинизированных оливиновых вебстеритах* не сохранилось зерен хромшпинелидов. По-видимому, все они заместились хроммагнетитом, содержащим небольшое количество Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (до 2.18 %).

Хромшпинелиды из пород Синотвожского массива по особенностям химического состава и вторичным изменениям похожи на хромшпинелиды из пород Олыся-Мусюрского массива. Можно лишь отметить, что в породах этого массива редко встречаются алюмосодержащие хромшпинелиды (ферриалюмохромит) — только в аподунитовых серпентинитах и в серпентинизированных лерцолитах. Преобладает в породах железистый феррихромит, который замещается хроммагнетитом.



## **Литература**

1. Минералы. Справочник. Т. 2. Вып. 3. Сложные окислы, титаниты, ниобаты, танталаты, антимонаты, гидроокислы. М.: Наука, 1967.
2. *Пушкарёв Е. В.* Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 2000.

# О ВЗРЫВНЫХ РАБОТАХ НА КАРЬЕРАХ ПРИМЕНительно К ВЫСОКИМ УСТУПАМ

С. Н. Жариков

ИГД УрО РАН, Екатеринбург

333vista@mail.ru

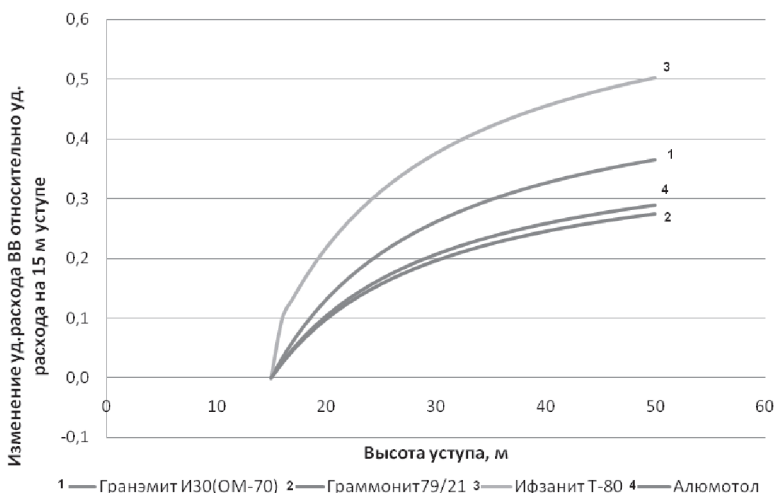
---

Понятие высокого уступа относительно. Поэтому, для ясности, необходимо ввести дополнительное ограничение. Сегодня на карьерах с глубиной более 150 м в крепких крупноблочных горных породах средняя высота уступов составляет 10—15 м. Это обусловлено относительной связью между параметрами оборудования в схеме механизации их производительностью, конструкцией транспортных коммуникаций, технологий проведения вскрывающих выработок и безопасностью ведения горных работ.

Под высокими мы будем рассматривать уступы высотой 20—50 м. Для взрывных работ высота уступа определяет, в большей мере, технологические требования к необходимым параметрам развала и качеству дробления, чем требования к заряданию и конструкции скважинных зарядов. Если технологических ограничений мало, то для взрывных работ высота уступа не имеет принципиального значения. Однако, необходимо хорошо представлять, что при переходе на высокие уступы расход ВМ будет увеличиваться. Это связано с тем, что расстояния между скважинами должны обеспечивать проработку подошвы уступа. Бурение скважин большего диаметра может потребовать рассредоточения заряда по глубине технологической скважины. В этом случае для рационального рассредоточения заряда могут потребоваться экспресс методы определения реальных физико-механических свойств горных пород в естественном залегании.

Исследования в отношении сплошного заряда с увеличением высоты уступа от 15 до 50 м показали, что если не менять сетку скважин, перебур и величину забойки, то удельный расход ВВ при увеличении высоты уступа возрастает по параболе (рисунок). При этом, разница между удельным расходом ВВ на уступе 15 м и удельным расходом ВВ на уступе 50 м зависит от типа ВВ и может отличаться на 0.28—0.5 кг/м<sup>3</sup>.

Для уменьшения роста удельного расхода ВВ при сплошных зарядах можно менять сетку скважин. Однако, потребуется увеличить перебур, что может привести к повышенному выходу негабарита при взрывании нижележащего горизонта. Это связано с тем, что нижний горизонт получит большую нарушенность в своей верхней части, и при его взрывании разрушение сверху пойдёт по трещинам этой нарушенности. Основная масса негабарита в развале горной массы — это и есть верхняя часть уступа. Поэтому, перебур должен быть наименьшим. Для даль-



Характер роста проектного удельного расхода ВВ с увеличением высоты уступа (сплошной заряд) при неизменной сетке скважин и величин перебура и забойки.

Кривые построены с учётом значений плотности ВВ в колонке заряда

нейших расчётов перебур принят постоянный и составляет 3 м. При постоянном перебуре сетка скважин может изменяться с увеличением высоты уступа до определённого предела, обеспечивающего проработку подошвы уступа.

На следующем этапе исследований было рассмотрено изменение сетки скважин в крепких горных породах при увеличении высоты уступа от 15 до 50 м при условии постоянного удельного расхода ВВ и неизменной конструкции сплошного скважинного заряда. Полученные результаты были сопоставлены с допустимыми (по методике Союзвзрывпрома [1]) расстояниями между скважинами. Таким образом, для нескольких ВВ в конкретных горных породах определилась в приближении максимальная высота уступа, которая укладывается в рамки расчёта параметров БВР при сплошном заряде по методике Союзвзрывпрома.

Ограничения следующие: горная порода — пироксенит диалоговый Гусевгорского месторождения [2]; коэффициент крепости по Протодьяконову М. М.  $f = 14$ ; диаметр скважины  $D = 250$  мм; вид бурения — шарошечное; модель бурового станка СБШ-250МНА-32; рассматриваются только вертикальные скважины; величина перебура  $L_{пер} = 3$  м; величина забойки  $L_{заб} = 7$  м; взрывчатые вещества, средний удельный расход в этих породах и плотность заряжения: Гранэмит И-30(ОМ-70) —  $1.51 \text{ кг/м}^3$ ,  $\Delta = 1.2 \text{ кг/дм}^3$ ; Граммонит 79/21 —  $1.26 \text{ кг/м}^3$ ,  $\Delta = 0.9 \text{ кг/дм}^3$ ; Ифзанит Т-80 —  $1.36 \text{ кг/м}^3$ ,  $\Delta = 1.4 \text{ кг/дм}^3$ ; Алюмотол —  $1.04 \text{ кг/м}^3$ ,  $\Delta = 0.95 \text{ кг/дм}^3$ ; значения допустимых линий сопротивления по подошве:

Гранэмит И-30(ОМ-70) — 5.6 м; Граммонит 79/21 — 5.5 м; Ифзанил Т-80 — 6.5 м; Алюмотол — 6 м; коэффициент сближения скважин равен 1.0; расстояние между рядами скважин равно W.

Согласно результатам расчётов, с учётом введённых ограничений, приведённые взрывчатые вещества можно применять (с точки зрения геометрии расположения зарядов во взрываеом блоке) следующим образом: Гранэмит И-30 (ОМ-70) — до высоты уступа 21 м; Граммонит 79/21 — до высоты уступа 29 м; Ифзанил Т-80 — до высоты уступа 21 м; Алюмотол — до высоты уступа 21 м. В других случаях требуемые параметры БВР не укладываются в рамки методики Союзвзрывпрома для сплошного заряда.

Таким образом, при увеличении высоты уступа до 50 м на крепких скальных горных породах при сплошном заряде либо будет увеличиваться удельный расход ВВ, либо возникает опасность непроработки подошвы уступа. По этому при проектировании высоких уступов следует обратить внимание на способы рассредоточения зарядов ВВ при производстве БВР. Это, в свою очередь, потребует исследований в области зарядной техники и в области экспрессного определения физико-механических свойств горных пород в естественном залегании.

### **Литература**

1. Геологический отчёт по Гусевогорскому месторождению с подсчётом запасов титаномагнетитовых руд по состоянию на 01.01.1988 г. Нижне-Тагильская геологическая экспедиция; под ред. И. Г. Полянского. Нижний Тагил, 1988. 300 с.

2. Корнилков С. В., Стенин Ю. В., Стариков А. Д. Расчёт параметров буровзрывных работ при скважинной отбойке на карьерах: Учебное пособие. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 1997. 112 с.

# НАХОДКА ЛЕРЦОЛИТСОДЕРЖАЩИХ ПИКРОБАЗАЛЬТОВ (СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЕ ОТРОГИ ЦЕНТРАЛЬНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ)

В. В. Иванов, Л. Г. Колесова, С. В. Леснов, А. А. Лотина  
ДВГИ ДВО РАН, Владивосток

*aurum@fegi.ru*

Район работ локализован в раннемеловом Журавлевском террейне (фрагмент турбидитового бассейна) вблизи его границы по Централь-но-Сихотэ-Алинскому разлому с Самаркинским террейном юрско-ран-немеловой аккреционной призмы. Частично этот район юга Хабаровс-кого края перекрыт вулканитами палеоген-неогенового возраста. В од-ном из эрозионных окон вулканического пояса в верхнечетвертичной золотой россыпи Болотистого рудно-россыпного поля обнаружен нео-бычный для этих мест шлиховой комплекс минералов. Коренной ис-точник питания золота этой и сопряженных с ней других неглубоко за-легающих россыпей ближнего сноса — редкометалльно-золотое прожил-ково-жильное оруденение, связанное с габброидами. Их шток проры-вает полого залегающие слабо литифицированные туфогенные песча-ники и алевропесчаники условно мел-палеогенового возраста. По пе-риферии эрозионного окна развиты покровы кайнозойских базальтои-дов. Плотик и обломочный материал этой долинной россыпи на протя-жении более 10 км представлен отмеченными габброидами, алевропес-чаниками, базальтами и андезитами.

В различных частях россыпи сопутствующий золоту ряд минера-лов, в том числе барофильных, указывает на глубинную природу их материнского источника. Так, в крупном классе шлихов (2—25 мм) в больших количествах присутствуют гранаты пироп-альмандинового ряда, алюмошпинели, хромшпинелиды, ферро-ферришпинелиды, ге-матит, ильменит, пикроильменит, авгит, титанавгит, оливин, циркон, сапфир, рутил, сфен, золото и медь самородные, халькогениды и др. В тонкой фракции встречены алмазы, хромдиопсиды, минералы пла-тиноидов и др.

В плотике и бортах россыпи не обнаружены магмовыводящие ап-параты глубинных пород, с которыми могла бы ассоциировать баро-фильная группа минералов. До последнего времени они не были из-вестны на данной и прилегающей площади со слаборасчлененным рельефом. Масштабное развитие кайнозойских эффузивов затрудняет их выявление при дефиците речных долин с глубоким эрозионным врезом.

Ранее мы высказали предположение, что присутствие в россыпи ба-рофильных минералов может быть связано с перемывом эксплозивных продуктов пикрит-щелочнобазальтового вулканизма, тефроидные и дру-

гие образования которых к настоящему времени значительно эродированы. В сентябре 2009 г. поиск глубинных пород в этом районе на г. Москаленко, вблизи названного рудно-россыпного поля, увенчался первой для субрегиона находкой вулканитов с ксенолитами (5—10 см) хромдиоксидсодержащих лерцолитов «зеленой» серии. Можно ожидать обнаружение и лерцолитов «черной» серии, а также других глубинных образований, так как в шлихах присутствуют крупные зерна авгита, титанавгита, черных шпинелидов, пироп-альмандинов, ильменитов и пикроильменитов.

Ниже приводятся данные детальных петрографических и физико-химических исследований одного из образцов пикробазальта с лерцолитовыми включениями.

Он имеет следующий примерный минеральный состав: плагиоклаз № 50-60 (андезин-лабрадор) — 25%; оливин ( $\text{MgO}$  — 30.59—34.10%;  $\text{Fe}$  — 28.75—33.02%;  $\text{CaO}$  — 0.43—0.54;  $\text{MnO}$  — 0.61—0.66) — 30%; титанавгит ( $\text{TiO}_2$  — 2.15—3.29%;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 4.54—3.89%;  $\text{Na}_2\text{O}$  — 0.72—0.85%) — 10%; калишпат ( $\text{K}_2\text{O}$  4.59—9.06%;  $\text{Na}_2\text{O}$  4.70—11.21%) — 15%; лейцит и/или анальцит — 10; магнетит ( $\text{TiO}_2$  — 1.77—3.82%), титаномагнетит ( $\text{TiO}_2$  15.51—23.93%) с включением рутила ( $\text{Ti}$  86.13%) — 5%; биотит(?) — 3 %; гиперстен ( $\text{FeO}$  — 18.83%), ильменит, пикроильменит ( $\text{MgO}$  4.52—10.52%), альмандин, пикотит ( $\text{FeO}$  — 21.60%;  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  — 16.43% и апатит — менее 1 %. Установлены единичные мельчайшие зерна фосфата церия, аналогичные тонким фазам фосфата церия, установленным в зернах плеонаста и граната из данной россыпи.

Порода обладает пятнистой текстурой. Изометричные пятна (3—8 мм диаметром) светло-серого и серого цвета, развитые в светлой основной массе, сложены тонкой вкрапленностью магнетита и титаномагнетита.

Порфиновые вкрапленники размером до 3 мм представлены доминирующим оливином, редкими оплавленными зернами ортопироксена (гиперстена) размером до 4 мм и единичными призматическими зернами до 2 мм сиреневато-серого апатита.

Основная микролитовая масса с пилотакситовой структурой состоит из лейст плагиоклаза. Между ними под микроскопом наблюдаются скопления тонких зерен и призм оливина, титанавгита, апатита и реже ильменита. В небольшом количестве в основной массе фиксируются скопления микрочешуек буроватой слюды, вероятно, флогопита, а также недиагностируемых чешуек и призм по девитрифицированной стекловатой массе. Местами пространство между лейстами плагиоклаза заполнено микрочешуйками калиевого полевого шпата, более редкими изометричными выделениями до 0.02—0.05 мм лейцита(?) или анальцита(?), включениями пылевидных буроватых глинистых(?) частиц и других мельчайших зерен и пластинок недиагностируемых минералов.

Лерцолитовое включение с гипидиоморфнозернистой структурой в изученном образце пикробазальта имеет овальную форму и размер

3г5 см. Оно сложено оливином — 50—55%, ортопироксеном — 25%, клинопироксеном около 15 %, шпинелью — 3—5%, хромшпинелидами — 3—5%, единичными микрзернами ильменита, граната и рутила. В нем бледно медово-желтый до бесцветного *оливин (форстерит)* содержит  $\text{MgO}$  — 48.24—49.85%;  $\text{FeO}$  — 9.77—10.61%;  $\text{CaO}$  — 0.41—0.54% и  $\text{MnO}$  до 0.66%. Более крупные (до 4 мм) зерна бесцветного до слабо-желтоватого оливина изометричной и таблитчатой формы распределены равномерно в гнезде. Промежутки между ними выполнены более мелкими изометричными и ксеноморфными зернами оливина. *Ортопироксен (энстатит)* в лерцолитах представлен также двумя гранулометрическими группами зерен. В нем содержание оксида железа составляет 6.57—7.51% при повышенной концентрации  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (4.69%). *Клинопироксен (хромдиоксид)* в виде мелких зерен ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  — 0.60—1.11%;  $\text{Na}_2\text{O}$  — 1.5—1.98%;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 6.28—6.87%) изумрудно-зеленого цвета интерстициально развит среди оливина. *Пикотит* ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  — 10.15—11.35%) и остальные *хромшпинелиды* ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  — 20.71—45.31%) фиксируются в качестве мелких ксеноморфных зерен.

На границе лерцолитового гнезда с пикробазальтом развита тонкозональная реакционная кайма полиминерального состава в виде сложного взаимоотношения новообразованных флогопита и керсутита, содержащих микровключения и вростки шпинели, пироксена, плагиоклаза и недиагностируемых фаз.

Обнаружение в россыпи ближнего сноса типоморфной высокобазической ассоциации минералов гранат-корунд-шпинелевой фации глубинности и находка выходов лерцолитсодержащих щелочных базальтов с подобной минералогией ксенолитов могут свидетельствовать о проявлении в подвижной зоне сочленения двух крупных тектоно-стратиграфических блоков глубинного магматизма с областью питания на уровне гранат-шпинелевой (корундовой) фации. Это повышает перспективы территории в отношении, в частности, алмазности.

# ШПИНЕЛИДЫ ИЗ АССОЦИАЦИИ БАРОФИЛЬНЫХ МИНЕРАЛОВ РОССЫПНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОЛОТИСТОЕ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ)

В. В. Иванов, Л. Г. Колесова, А. А. Лотина,  
С. В. Леснов, Н. Н. Баринов, В. В. Кононов

ДВГИ ДВО РАН, Владивосток

*aurum@fegi.ru*

---

Болотистое месторождение россыпного золота (сопряженные россыпи Средняя, Встречная, Болотистая, Ключевая и Промежуточная одноименного рудно-россыпного поля) локализовано в эрозионном окне вулканического пояса, породы которого частично перекрывают образования раннемелового Журавлевского террейна (фрагмент турбидитового бассейна) вблизи его границы, проходящей по Центрально-Сихотэ-Алинскому разлому с Самаркинским террейном юрско-раннемеловой аккреционной призмы. В этой проницаемой области сочленения крупных тектоно-стратиграфических блоков обнаружены (см. настоящий сборник тезисов) магматические породы, отвечающие области плавления уровня гранат-шпинелевой (корундовой) фации. Эти перцолитсодержащие пикробазальты являются источником поступления в россыпи высокобарических минералов. Так, крупный класс зерен и кристаллов (до 10—25 мм) шлихового комплекса содержит пироп-альмандины, шпинелиды, гематит, ильменит, пикроильменит, авгит, титанавгит, оливин, циркон, сапфир, рутил и сфен. В тонкой фракции шлихов встречены алмазы, хромдиопсиды, минералы платиноидов и др.

Коренной источник питания россыпей относится к золото-редкометалльному с платиноидами типу прожилково-жильного кварцевого с турмалином оруденения. Оно локализовано преимущественно в штоке габброидов, который прорывает слабо литифицированные туфогенные песчаники и алевропесчаники предположительно мел-палеогенового возраста. Плотик и борта, а также обломочный материал этой долинной россыпи и сопряженных с ней других неглубоких четвертичных россыпей ближнего сноса представлены габброидами, алевропесчаниками, базальтами и андезитами.

Среди шпинелидов установлены (по мере увеличения количества) алюмошпинелиды, хромшпинелиды и ферро-феррихромшпинелиды (доминирующий магнетит здесь не рассматривается).

Названные сложные оксиды соответствуют главным образом умеренноглиноземистым (11.76—23.75 %  $Al_2O_3$ ) и отчасти высокоглиноземистым (42.75—57.44 %  $Al_2O_3$ ) разностям. В координатах  $Al_2O_3$ — $Cr_2O_3$  их точки образуют «низкоглиноземистый-среднехромистый» и «глиноземистый-

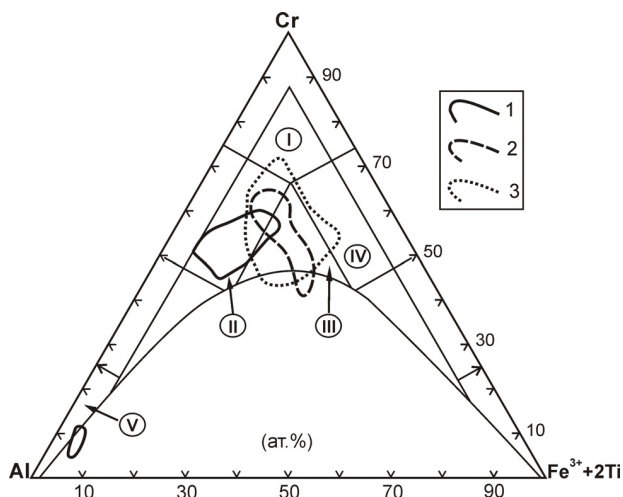


низкохромистый» кластеры. Согласно типохимизму мантийных шпинелидов (Самсонов П. А., Гаранин В. К., 2006 г.), первая, наиболее представительная группа проб, подобна шпинелидам из лерцолитов и гарцбургитов со среднехромистой шпинелью, а вторая — шпинелидам из магнезиально-железистых алькремитов. При этом менее представительная группа зерен пикотитов в этих координатах сопоставима и со шпинелидами из ксенолитов шпинелевых перидотитов в щелочнобазальтоидных постройках в пределах и вблизи Ханкайского кратонного террейна (В. С. Приходько и др., 1997 г.).

На диаграмме  $\text{TiO}_2\text{—Cr}_2\text{O}_3$  составы данных шпинелидов по титану контрастно не дифференцированы. Точки их анализов образуют вытянутое поле по оси  $\text{TiO}_2$  без резкого перехода между низкотитанистыми и более высокотитанистыми (1.2—2.7 % до 4.58 %  $\text{TiO}_2$ ) разностями только субферриалюмохромитов и алюмохромитов

Шпинель, в том числе плеонаст, представлены октаэдрическими, частично округленными и близкими к изометричным зернами (2—4 мм) черного цвета, слабо просвечивающимися в тонких сколах бурым и зеленовато-бурым цветом. По результатам исследования методом аналитической сканирующей электронной микроскопии в плеонасте установлены:  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 52.12—56.71 %;  $\text{FeO}$  — 26.60—36.40 %;  $\text{MgO}$  — 10.89—16.05 %;  $\text{TiO}_2$  — 0.53—0.95 %. В результате их ИК-спектрометрического исследования установлено, что маложелезистые разности отличаются низкой упорядоченностью и асимметричностью структурных элементов. Эти алюмошпинели имеют структуру промежуточную между нормальной и обращенной. С возрастанием железности шпинелиды приобретают нормальную структуру.

Хромшпинелиды из россыпей Средней, Ключевой и Болотистой на диаграмме Н. В. Павлова  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—Cr}_2\text{O}_3\text{—(Fe}_2\text{O}_3\text{+TiO}_2\text{)}$  образуют обширное поле в области субферриалюмохромитов, незначительно распространяясь в область ферриалюмохромитов. Кроме того, немногочисленные точки сгруппированы в области пикотитов (рисунок) и подобны шпинелидам из алькремитов. В этих координатах наиболее представительная группа составов частично перекрывает контуры кластеров точек, которые отвечают хромшпинелидам из золотых россыпей, размещенных в региональной линейной зоне развития пород позднеюрского пикрит-меймечитового комплекса Центрального Сихотэ-Алиня. При этом точки составов хромшпинелидов россыпи Бешеная имеют обратное соотношение субферри- и ферриалюмохромитов. Точки составов хромшпинелидов Полысаевской глубокозалегающей россыпи образуют наиболее обширное поле, которое локализовано в области субферри- и ферриалюмохромитов, захватывая краем субферрихромиты и субалюмоферрихромиты (см. рисунок). В сравнении с химизмом шпинелидов из кимберлитов Южно-Ангольского щита (В. К. Гаранин и др., 1989 г), рассматриваемые хромшпинелиды в координатах  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—Cr}_2\text{O}_3\text{—}$



Области состава шпинелидов в координатах  $\text{Al}_2\text{O}_3$ — $\text{Cr}_2\text{O}_3$ —( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ + $\text{TiO}_2$ ). 1—3 — россыпи в местах выходов ультрамафитов (Центральный Сихотэ-Алинь): Болотистая, Средняя и Ключевая (1), Полысаевская (2) и Бешеная (3). I—IV — разновидности хромшпинелидов: субферрихромиты (I), субферриалюмохромит (II), ферриалюмохромиты (III), субальюмоферрихромиты (IV) и пикотиты (V)

( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ + $\text{TiO}_2$ ) соответствуют, главным образом, лерцолитовым парагенезисам и отчасти алькремитовым.

Зерна хромшпинелидов нередко содержат тонкие включения различных минералов. Это ильменит (в ассоциации с пироксеном и с каймой альмандина), пироп-альмандины, хромшпинелиды ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  до 52 %), шпинели с магнетитом, редко Ni-содержащих сульфидов железа, сплавы Cu—Zn (соответственно, 53.6 и 37.6 %) и др. Отметим наличие в шпинелидах минеральных включений фосфатов редких земель (в ортогенетической ассоциации с магнетитом, ульвошпинелью и рутилом), фосфата легких лантаноидов типа рабдофана (?) (вторичный в микропустотах со смесью каолинита и гетита).

Полученные данные по химизму шпинелидов, пара- и ортогенезисам минеральных микровключений в них, а также по составу шлиховых ассоциаций минералов, включая барофильные, позволяют сделать следующий вывод. Основная масса изученных шпинелидов (среднехромистых) отвечает мантийным лерцолитовым парагенезисам, а второстепенная часть (сравнительно глиноземистые разновидности) — алькремитовым. Последние указывают, согласно работам А. И. Пономаренко, 1975 г.; В. К. Гаранина и др., 1986 г.; А. В. Боброва, 1991 г., на более позднюю кристаллизацию остаточных ультраосновных магм уже в коровых условиях.

# **СПЕКТРЫ КОМБИНАЦИОННОГО РАССЕЯНИЯ И АККОМПАНИРУЮЩЕЙ ЛАЗЕРНОЙ ЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ ТЕХНИЧЕСКИХ МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗУЕМЫХ В ПРОЦЕССЕ ИЗГОТОВЛЕНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ПРЕПАРАТОВ**

**С. И. Исаенко**

**ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар**

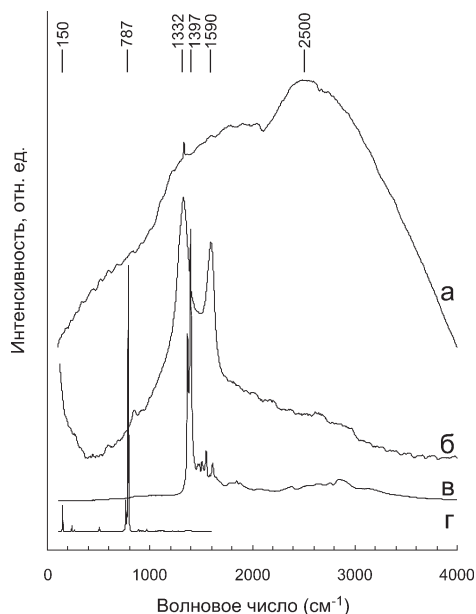
*isaenko@geo.komisc.ru*

В процессе подготовки образцов для изучения методом спектроскопии комбинационного рассеяния (КР) возможно загрязнение техническими материалами, применяемыми при пробоподготовке. Для оценки вклада посторонних веществ в КР анализируемого образца было проведено изучение спектров КР нескольких видов материалов, широко использующихся в геологии при подготовке проб горных пород, зерен минералов для изучения физическими методами.

Регистрация спектров КР проводилась на высокоразрешающем рамановском спектрометре HR800 (Horiba Jobin Yvon). В процессе работы был задействован гелий-неоновый лазер (длина волны излучения 632.8 нм, мощность 20 мВт) и решетка спектрографа 1800 ш/мм. Поиск анализируемой области образца осуществлялся при помощи встроенного микроскопа Olympus BX41, имеющего в комплекте три объектива (10×, 50×, 100×). В составе микроскопа также применяется цветная камера с разрешением 1400×900 пикселей, при этом размер изображения минимальной области изучаемого образца, выводимой на монитор, составляет 74×60 мкм, а максимальной — 740×600 мкм. Локальность анализа составляет 1 мкм.

Зарегистрированы спектры комбинационного рассеяния (КР) света абразивных материалов, широко использующихся при распиловке, шлифовании, полировки горных пород, технического углерода, используемого в процедуре напыления перед микронзондовыми исследованиями (рис. 1, а—г), а также бальзамов и смол, использующихся при изготовлении прозрачных шлифов (рис. 2, а—д).

В результате анализа спектров КР материалов, используемых для подготовки проб, были получены следующие результаты. В спектральной кривой алмазсодержащей пасты (рис. 1, а) присутствует узкая линия алмаза  $1332\text{ см}^{-1}$  на фоне широкой полосы диапазона  $1000\text{—}2000\text{ см}^{-1}$  (фотолюминесценция?). Спектр корундсодержащей пасты (рис. 1, в) состоит из отчетливых узких полос интенсивной лазерной люминесценции с характерными пиками при  $1367, 1397\text{ см}^{-1}$  (693 и 694 нм соответственно), и менее интенсивными —  $1468, 1449, 1507, 1550, 1611, 2833\text{ см}^{-1}$ .

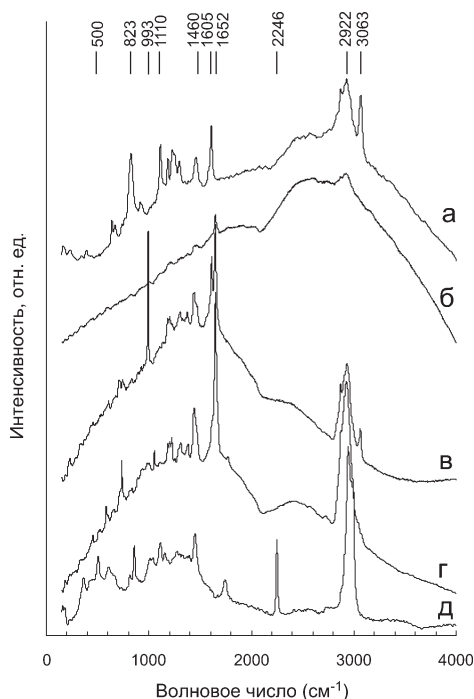


**Рис. 1.** Спектры комбинационного рассеяния (КР) и лазерной люминесценции некоторых абразивных материалов и технического углерода: а — алмазсодержащая паста, б — технический углерод (применяется в процедуре напыления углерода для подготовки образцов к исследованиям на микронзонде), в — корундсодержащая паста, г — муассанит (<http://rruff.info/R061083>)

На рис. 1, г приведен спектр муассанита, содержащий узкие линии 150 и  $787\text{ см}^{-1}$  (приведен из базы данных проекта RRUFF — <http://rruff.info/R061083>), который, наравне с вышеперечисленными материалами, также используется для абразивной обработки в составе дисковых пил и полировочных материалов. Напыление шайб техническим углеродом, применяемое при подготовке препаратов для микронзондовых анализов, приводит к тому, что в спектрах КР появляются две достаточно интенсивные уширенные полосы (рис. 1, б) с максимумами при 1330 и  $1590\text{ см}^{-1}$ .

Для изготовления прозрачных шлифов горных пород, как известно, используются эпоксидная смола, канадский бальзам для наклейки образца к предметному стеклу, бальзам для проварки образцов, канадский бальзам для наклейки покровного стекла к образцу, клей «Супер Момент». Изучение спектров КР этих веществ (рис. 2, а—д), показало присутствие узких сквозных линий в области 500, 823, 993, 1110, 1460, 1605, 1652, 2246, 2922,  $3063\text{ см}^{-1}$  на фоне широких полос, зарегистрированных во всем диапазоне спектра.

Таким образом, очевидно, что изученные технические материалы вносят существенный вклад в спектр анализируемого вещества. В связи с этим



**Рис. 2.** Спектры КР материалов, используемых для приготовления прозрачных шлифов: а — эпоксидная смола (содержит смолу и отвердитель), б — канадский бальзам для наклейки образца к предметному стеклу (содержит ксилол и канадский бальзам), в — бальзам для проварки образцов (содержит канифоль и бензол), г — канадский бальзам для наклейки покровного стекла к образцу (содержит ксилол и канадский бальзам), д — клей «супер Момент»

наиболее оптимальным вариантом для успешного изучения образцов методом КР является исключение загрязняющих факторов пробоподготовки, будь то абразивные материалы, либо технический углерод. В тех случаях, когда пробоподготовка неизбежна, следует минимизировать ее последствия и подбирать технические материалы с учетом их спектроскопических свойств и поставленной научной задачи. В противном случае, при полном перекрывании интенсивным сигналом от загрязняющего материала слабого или менее интенсивного сигнала образца возникает ситуация, при которой вообще невозможна идентификация исследуемого вещества данным методом, или же существенно осложнена.

# ВЕРХНЕМОСКОВСКО-КАСИМОВСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

## ВЕРХНИХ ВОРОТ РЕКИ ЩУГЕР

Н. А. Канева<sup>1</sup>, А. Н. Сандула<sup>2</sup>

<sup>1</sup>СыктГУ,

<sup>2</sup>ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

sandula@geo.komisc.ru

Для отложений верхнего карбона характерна большая фациальная изменчивость, как в широтном, так и в меридиональном направлении. Наиболее широко распространенными являются биогермные фации. Обычно их связывают с развитием палеоаплизиновых известняков. Однако, согласно результатам исследований Б. И. Чувашова, за палеоаплизины часто принимались филоидные водоросли *Eugonophyllum*, *Anchicodium*, *Neoanchicodium* и *Ivanovia*, визуально напоминающие их по строению [5]. Пример таких отложений можно наблюдать в разрезе Верхних Ворот р. Щугер.

Биогермные отложения здесь отмечаются в интервале московско-касимовского возраста [4, 5]. Причем данный разрез вскрыт как на левом, так и на правом берегу реки. В первом случае наиболее удобно изучать последовательность напластования пород, а на правом берегу, выше устья с водопадом, — строение биогермных отложений, а также вмещающей толщи. Мощность московско-касимовских отложений здесь, по нашим данным, составляет 89 м. Послойное описание разреза выглядит следующим образом:

| Пачка | Литологическая характеристика                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                     | Мощность, м |
|-------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------|
| I.    | Известняки серые, биокластовые. В основании пачки выступают массивного вида мшанково-криноидные известняки (3.3 м) со стилолитовыми швами и редкими прослоями до 2 см толщиной криноидного состава. Вверх по разрезу они сменяются плитчатыми известняками брахиоподово-мшанково-криноидными, мелкобиокластовыми и криноидно-фузулиновыми. Породы разбиты на отдельные пласты 0.3—0.8 м толщиной. | 11.1        |
| II.   | Известняки серые, микробиально-фузулиновые                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                        | 4.6         |
| III.  | Известняки серые, преимущественно фито-биокластовые. Строение пачки напоминает лоскутное одеяло. В крест простирания и по латерали можно наблюдать чередование, плавно переходящих друг в друга участков (до 1.5—2 м), отличающихся оттенками окраски и текстурно-структурными признаками. Отмечается множество иловых уровней и участки обломочных известняков.                                  | 14          |

| Пачка | Литологическая характеристика                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                         | Мощность, м |
|-------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------|
| IV.   | Известняки серые, массивные, биокластово-микробияльные.<br>Основная часть породы (около 60 %) сложена микрокомковато-стустковыми образованиями (до 0.1 мм). Вокруг немногочисленных биокластов (фрагментов брахиопод и мшанок) развиты тонкие крустификационные корочки.                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                              | 5           |
| V.    | Известняки серые, водорослево-биокластовые.<br>В составе пород органические остатки имеют большое видовое разнообразие, но ближе к кровле среди них преобладают раковинки фузулинид и мелкие (до 3 мм) членики криноидей. Водоросли представлены преимущественно филоидными разновидностями, причем снизу вверх по разрезу их количество сначала (до прослоев криноидного и пелитоморфного известняков) постепенно уменьшается, а затем увеличивается.                                                                                                                                                                                                                                                                                | 8.6         |
| VI.   | Известняки серые, водорослевые, участками интенсивно крустифицированные.<br>Породы массивны, разбиты на крупные (10—15 м) тектонические блоки. Основную массу известняков (до 60 % и более) образуют остатки филоидных водорослей (в частности, <i>Ivanovia</i> ). Количество биокластового материала (раковинки фузулинид, обломки брахиопод, гастроподы и др.) не превышает 30 %.                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   | 12          |
| VII.  | Известняки серые, водорослевые и микрокомковато-шламовые.<br>Породы массивны. Основными структурными компонентами являются тонкие (до 1 мм) извилистые пластинки филоидных водорослей. Часто скопления этих водорослей часто нацело слагают известняк, и на этих участках наблюдаются интенсивные крустификационные структуры. Повсеместно в строении пачки наблюдаются линзы (каналы) максимальной толщиной 10—15 см, выполненные существенно криноидными известняками.                                                                                                                                                                                                                                                              | 10.8        |
| VIII. | Известняки биокластовые и микробияльно-биокластовые.<br>В породы данной пачки по своим структурно-текстурным характеристикам схожи с известняками предыдущей пачки. Однако содержание в их составе остатков водорослей часто не превышает 10 %, а крустификации развиты вокруг фрагментов мшанок и створок брахиопод. Известняки отличаются своей темной окраской (наблюдается преобладание темно-серых и черных оттенков). Примерно в середине этого интервала выступают два прослоя мощностью 0.5 и 0.6 м био-литокластовых и криноидных известняков с мелкими известняковыми обломками угловатой формы. Завершает разрез данной пачки пласт (0.5 м) серого пелитоморфного известняка со слабо выраженными текстурами ходов илюдов. | 9.8         |

| Пачка | Литологическая характеристика                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                 | Мощность, м |
|-------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------|
| IX.   | Известняки серые, биокластовые.<br>По виду породы массивны, пластовые отдельности и стилолитовые швы можно различить только в середине пачки. В составе породы можно выделить разноразмерные членики криноидей, обломки веточек кораллов, раковины и фрагменты раковин брахиопод, обрывки мшанок, гастроподы и др. В верхней части пачки выделяются небольшие (до 2—3 м) брахиоподовые банки. | 13          |

Всестороннее изучение литологического состава показывает, что в строении данных отложений участвуют пять групп пород: биоцементолиты, биокластовые, микробиальные, пелитоморфные и обломочные.

В группе *биоцементолитов* объединены известняки с обильными кристификационными структурами [2]. Морфологически они отличаются большей массивностью и образуют сложно построенные толщи, в которых сочетаются участки различных известняков, но с явным преобладанием биоцементолитов. Основными структурными компонентами известняков данного типа являются остатки брахиопод, мшанок и зеленых филлоидных водорослей. В составе породы отмечается множество тубифитесов, а вокруг биокластов и фрагментов водорослей *Anchicodium* и *Ivanovia* тонкие цианобактериальные пленки. Известняки *биокластовые* встречаются по всему разрезу. Они сложены преимущественно крупным и грубым органогаено-обломочным материалом. Размер органогаенных компонентов в основной массе обычно колеблется в пределах от 0.5 до 3 мм. Основными в составе биокластового материала являются криноидные, мшанковые и брахиоподовые фрагменты. В зависимости от их количества выделяются криноидные, мшанково-криноидные, брахиоподово-мшанково-криноидные и мшанковые разности. К известнякам *микробиальным* отнесены породы, сложенные скоплениями комков и сгустков с неразличимой структурой, образованные, вероятно, кальцимикробами. В составе известняков содержится незначительное количество (до 10%) микробиокластового материала и единичные колонии *Tubiphytes*. Участки микрокомковато-сгустковой структуры сцементированы тонкокristаллический кальцитом, а где отмечаются тубифитесы — кристификационным. Известняки *пелитоморфные* нацело сложены криптозернистым кальцитом с небольшой (до 3%) примесью кварцевого алевролита и мелких зерен пирита. Текстуры особенности данных пород различны. В одних случаях наблюдается тонкая горизонтальная слоистость, а в других — признаков наслоения нет. Иногда отмечаются слабо выраженные текстуры, напоминающие ходы илоедов. Известняки *обломочные* подразделяются на мелкообломочные известняковые брекчии и био-литокластовые разности. Первые из них сложены мелким (до 5 см) слабо окатан-



ными обломками тонкослоистых пелитоморфных, биокластово-микробильных и филоидно-водорослевые известняков, а био-литокластовые известняки — примерно в равных количествах остроугольными обломками (1—2 см) биоцементолитов и биокластовыми (преимущественно криноидным) ломом той же размерности.

Анализ фактического материала [3] показывает, что в изученном разрезе можно выделить две биогермные постройки. Образование первой из них происходило в конце подольского времени (пачка III). Для нее характерно “лоскутное” строение, наличие множества иловых уровней и участков, сложенных обломочными известняками. Биогермные породы здесь представлены исключительно филоидно-ворослевыми разностями. Данная постройка относится к типу филоидно-водорослевых скелетных холмов [1]. Вторая московско-касимовская постройка (пачки VI—VIII) детально описана в работе А. И. Антошкиной [1]. Она также является скелетным холмом, в нашей интерпретации — ворослево-мшанковым, так как его основание сложено филоидно-водорослевыми известняками. Вверх по разрезу они сменяется филоидно-мшанковыми биогермными известняками, а после деструктивной стадии нарастается темноцветными микробильно-биокластово-водорослевыми известняками с заметным содержанием органического материала.

Работа проводилась в рамках программы Президиума РАН «Эволюционный тренд палеозойской рифовой экосистемы как отражение эволюции геобиологических систем на примере Севера Урала» и ОНЗ РАН «Формационные ряды как основа литогеодинамики: на примере палеозойских отложений Североуральского региона».

### Литература

1. Антошкина А. И. Рифообразование в палеозое. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 303 с.
2. Антошкина А. И. Биоцементолиты — важный компонент оргногенных построек позднего карбона—ранней перми (на примере севера Урала) // Верхний палеозой России: Стратиграфия и фациальный анализ: мат-лы Второй Всерос. конф. Казань: КГУ, 2009. С. 42—43.
3. Сандула А. Н., Канева Н. А. Биогермные отложения Верхних Ворот р. Шугер // Верхний палеозой России: Стратиграфия и фациальный анализ: Мат-лы Второй Всерос. конф. Казань: КГУ, 2009. С. 68—70.
4. Черных В. А. Стратиграфия карбона севера Урала. Л.: Наука, 1976. 304 с.
5. Чувашов Б. И., Мизенц Г. А., Черных В. В. Верхний палеозой бассейна р. Шугор (правобережье средней Печоры, западный склон Приполярного Урала) // Мат-лы по страт. и палеонт. Урала. Вып. 2. Екатеринбург, 1999. С. 38—80.

# К МИНЕРАЛОГИИ ГРАНАТА ИЗ НЕОГЕНОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ ВЫГОРЛАТ-ГУТИНСКОЙ ГРЯДЫ (ЗАКАРПАТЬЕ, УКРАИНА)

И. В. Квасница<sup>1</sup>, Т. И. Шемякина<sup>2</sup>

<sup>1</sup>КНУ, <sup>2</sup>Институт геохимии окружающей среды НАН, Киев

*kvashnytsya\_i@univ.kiev.ua*

---

Гранат — широко распространенный минерал в Украинских Карпатах, представлен в большинстве случаев альмандином, реже пироп-альмандином и спессартином [2—5]. Андрадит является редким минералом Украинских Карпат, его отдельные находки описаны в осадочных породах Предкарпатья и в пироксеновом скарне возле г. Берегово. Наиболее изученным является андрадит из пироксенового скарна [1]. В скарновой ассоциации андрадит встречается в отдельных районах всей Карпатской системы [7]. Ниже приводится описание первой находки андрадита в Выгорлат-Гутинской гряде.

Найденный нами гранат наблюдается в виде очень мелких, но хорошо оформленных изометрических и несколько деформированных кристаллов и их агрегатов в составе метасоматической прожилковой минерализации в измененных породах на участке Смереков Камень. Здесь, в русле ручья Ялового, наблюдаются коренные выходы неогеновых биотитизированных неравномернозернистых пород с сохранившейся порфировой структурой. Вкрапленники составляют 20—25 % объема породы и представлены плагиоклазом (до 20 %), сильно корродированными призмами роговой обманки светло-бурого цвета (1—3 %) и клинопироксеном (в виде реликтов (2—4 %)). Основная масса породы интенсивно биотитизирована и калишпатизирована, сложена мелкошуйчатым биотитом (40—45 %), калиевым полевым шпатом (10—35 %), карбонатом (5—7 %), плагиоклазом (2—7 %), титаномagnetитом (5—7 %). Породы пронизаны системой разветвленных метасоматических прожилков титанит-клинопироксен-карбонат-калишпатового состава, иногда с хлоритом и магнетитом. Указанные прожилки пересекаются более поздними хлорит-гранат-кальцитовыми. Наиболее ранними выделениями, в которых является гранат, образующий кристаллы в зальбандах прожилков, а также наблюдаемый в виде агрегатных скоплений. В прожилках гранат наиболее тесно ассоциирует с кальцитом и хлоритом, иногда здесь встречаются сульфиды и магнетит.

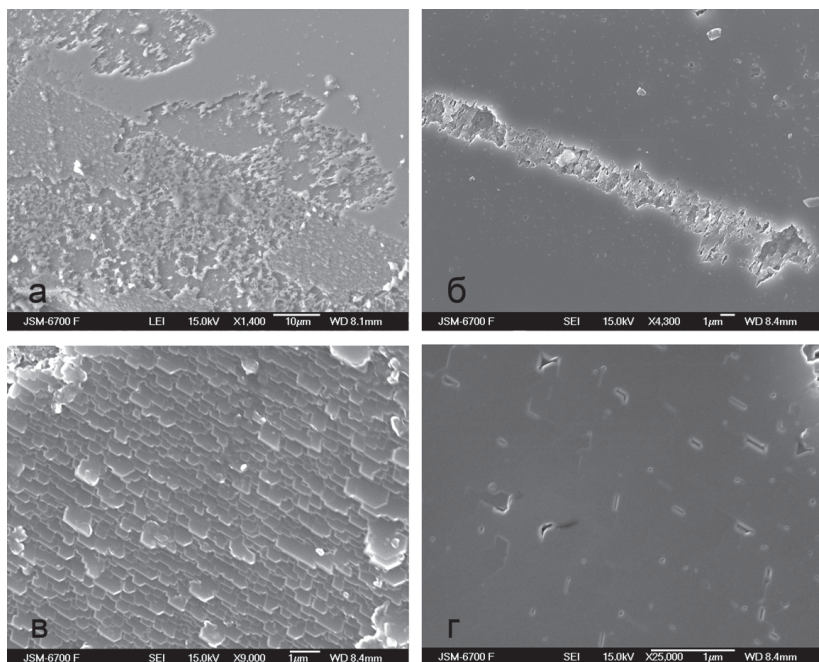
Гранат представлен идиоморфными кристаллами и ксеноморфными корродированными зернами темно-медовой и бурой окраски, размером 0.2—0.5 мм (рис. 1). Под микроскопом наблюдается зональное строение кристаллов и их анизотропия. Тонкие сколы граната просвечивают и имеют медово-желтую окраску. Гониометрическими исследованиями определены следующие простые формы кристаллов: ромбододекаэдр и тетра-



**Рис. 1.** Кристаллы андрадита (электронный микроскоп JSM-6700 F фирмы Jeol) гонтриоктаэдр {211}. На отдельных кристаллах наблюдаются ступени роста и отпечатки других минералов.

Электронномикроскопические исследования срезов кристаллов граната показали замещение граната по трещинам кальцитом, реже хлоритом. На гранях {110} кристаллов граната наблюдается различная степень их растворения: от скопления мелких ямок растворения — поля коррозии (рис. 2, а), полос с ямками растворения (рис. 2, б), черепитчатого узора (рис. 2, в) и до проявления трихитичных каналов в местах выхода дислокаций (рис. 2, г).

По данным микрозондового анализа гранат отвечает существенно андрадитовому и почти чистому андрадиту (таблица, рис. 3).

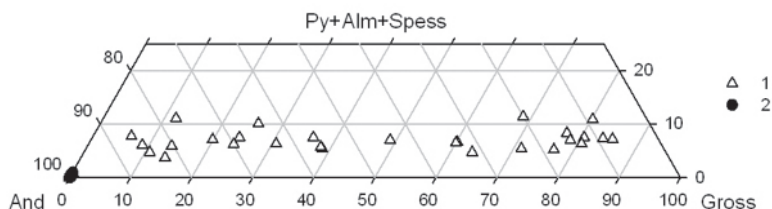


**Рис. 2.** Микроморфология граней {110} кристаллов андрадита, различные скульптуры растворения (электронный микроскоп JSM-6700 F фирмы Jeol)

### Химический состав андрадита участка Смереков Камень и компонентный состав

| Образец | SiO <sub>2</sub>                                                                    | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>о6</sub> | MnO  | MgO  | CaO   | Сумма  |
|---------|-------------------------------------------------------------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------------------|------|------|-------|--------|
| 1       | 35.60                                                                               | 0.03             | 0.17                           | 0.00                           | 29.57            | 0.19 | 0.07 | 34.36 | 100.32 |
|         | Py <sub>0,35</sub> Spess <sub>0,54</sub> Gross <sub>0,12</sub> And <sub>99,00</sub> |                  |                                |                                |                  |      |      |       |        |
| 2       | 35.46                                                                               | 0.00             | 0.08                           | 0.02                           | 28.88            | 0.16 | 0.04 | 34.88 | 99.52  |
|         | Py <sub>0,2</sub> Spess <sub>0,27</sub> And <sub>99,45</sub> Uvar <sub>0,08</sub>   |                  |                                |                                |                  |      |      |       |        |
| 3       | 36.92                                                                               | 0.00             | 0.00                           | 0.00                           | 29.65            | 0.18 | 0.01 | 32.82 | 99.58  |
|         | And <sub>100</sub>                                                                  |                  |                                |                                |                  |      |      |       |        |
| 4       | 35.48                                                                               | 0.02             | 0.02                           | 0.00                           | 29.53            | 0.13 | 0.07 | 34.50 | 99.74  |
|         | Gross <sub>0,12</sub> And <sub>99,88</sub>                                          |                  |                                |                                |                  |      |      |       |        |

Примечание к таблице и рис. 3: Alm — альмандин, And — андрадит, Gross — гроссуляр, Py — пироп, Spess — спессартин, Uvar — уваровит. Химический состав граната определен на электронном микроскопе JXA-5 фирмы Jeol с волновым микроанализатором.



**Рис. 3.** Диаграмма компонентного состава гранатов: 1 — гранаты из инфильтрационных и полиметаллических скарнов [6]; 2 — гранаты участка Смереков Камень

**Выводы.** Таким образом, исследованные гранаты участка Смереков Камень относятся к гроссуляр-андрадитовому ряду и являются андрадитами. По Н.В.Соболеву они отвечают гранатам скарнов третьего типа (содержание андрадитового компонента превышает гроссуляровый). Описываемая ассоциация минералов принадлежит к кальциевому скарну. Насыщенные кальцием растворы, попадая в силикатные породы по трещинам, сформировали скарновую минерализацию прожилкового типа, индикаторными минералами которой являются андрадит, кальцит, а типичными спутниками — хлорит, магнетит, сульфиды.

### Литература

1. Братусь М. Д., Дейчаковская К. А., Платонова Э. Л. и др. К минералогии глубоких горизонтов Береговского месторождения // Минерал. сб. Львов. ун-та. 1979. № 33, вип. 2. С. 44—53.
2. Лазаренко Е. К., Лазаренко Э. А., Малыгина О. А. Минералогия Закарпаття. Львов: изд-во Львов. ун-та, 1963. 614 с.

3. Лазаренко Є. К., Габінет М. П., Сливко О. П. Мінералогія осадових утворень Прикарпаття. Львів: вид-во Львів. ун-ту. 482 с.

4. Матковський О. И. Минералогия и петрография Чивчинских Гор (Украинские Карпаты). Львов: изд-во Львов. ун-та. 224с.

5. Павлишин В. И., Панченко В. В., Квасница В. Н. и др. Два типа кристаллов альмандина в россыпях Закарпаття (Перечинский район) // Минерал. журнал, 1992. 14, 5. С. 34—44.

6. Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. М.: Наука, 1964. 218 с.

7. Udubasa G., Duda R., Szakall S. et al. Minerals of the Carpathians // Prague: Granit, 2002. 480 p.

# ОСОБЕННОСТИ ЮШКИНИТА НА МИКРОУРОВНЕ

Н. С. Ковальчук

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*kovalchuk@geo.komisc.ru*

---

*Юшкинит* — ванадиевый минерал  $V_{1-x}S \cdot n[(Mg,Al)(OH)_2]$  — открыт А. Б. Макеевым и др. в 1984 г. [1] и назван в честь известного минералога Н. П. Юшкина. Минерал имеет розовато-фиолетовый цвет и встречается в виде изометричных и чешуйчатых индивидов и их агрегатов, легко расщепляющихся по пинакоидальным плоскостям совершенной спайности. Юшкинит имеет локальное распространение в кварц-кальцитовых гидротермально-метасоматических жилах и встречается в ассоциации с сульванитом, флюоритом и кадмиевым сфалеритом среди известняков серпуховского яруса нижнекаменноугольных отложений. В настоящее время юшкинитовая минерализация известна в единственном месте — на Пай-Хое в среднем течении реки Силоваяха.

Исследование состава и свойств юшкинита современными методами показало, что химический состав минерала варьирует в широких пределах, и в его составе может присутствовать кальций (содержание СаО до 14.98 мас. %) в качестве одного из основных компонентов [2].

Для определения формы нахождения кальция в юшкините проведены исследования минерала при помощи рентгенофазовых методов — дифрактометрии и метода Дебая-Шеррера, которые показали, что повышенное содержание СаО в составе (по данным микрозондовых анализов) юшкинита могло быть вызвано включениями примесей кальцита в виде тонких ламелл, заключенных между чешуйками минерала. Кроме того, по результатам дифрактометрического анализа во всех образцах юшкинита был диагностирован флюорит, кальций которого мог влиять на данные микрозондового анализа изучаемого минерала [3].

Для того чтобы добиться частичного или полного растворения кальцита между чешуйками юшкинита, исходные зерна минерала были подвергнуты химическому воздействию — обработке концентрированной соляной кислотой при комнатной температуре в течение 2 мин и кипячению в концентрированной соляной кислоте в течение 1 мин. Отметим, что под воздействием кислоты HCl внешний вид юшкинита не изменялся.

Изучаемые образцы были исследованы методом спектроскопии комбинационного рассеяния в Институте геологии Коми научного центра УрО РАН (г. Сыктывкар). Результаты рамановской спектроскопии подтвердили данные рентгенофазовых исследований — химическая обработка юшкинита не изменила его структуры [4].

Также, для изучаемых образцов проведены исследования на сканирующем электронном микроскопе JSM-6400 с энергодисперсионной

приставкой Link, ISIS-300 (оператор В. Н. Филиппов). Исследование изучаемых образцов позволили установить стабильный состав юшкинита, что говорит об устойчивости минерала к воздействию на него соляной кислоты. Содержание кальция в микрозондовых анализах не превышает 0.5 мас. %, а образцы подверженные химическому воздействию характеризуются отсутствием кальция. Однако на поверхности зерен юшкинита удалось зафиксировать кальций-содержащие фазы в виде тонких пленок и алюмосиликатные включения в пространствах между чешуйками минерала. Микрозондовые анализы в этих точках показывают смешанный состав юшкинита с фазами других минералов. Кроме того, был выполнен профиль поэлементного сканирования через поперечный срез (чешуйчатого) зерна юшкинита. В результате его расшифровки стало очевидно, что кальций образует собственные фазы (в виде кальцитовых и флюоритовых ламелл) в пространствах между чешуйками юшкинита.

Таким образом, проведенные исследования юшкинита при помощи методов рамановской спектроскопии и электронной микроскопии подтверждают данные, полученные рентгенофазовыми методами, и позволяют сделать вывод о том, что расщепленные индивиды юшкинита включают в себя неструктурные примеси кальций-содержащих фаз в виде тонких ламелл, что и вызывает повышенные содержания кальция в его составе. В микрозондовых анализах юшкинита всегда присутствуют следы кальция, что не исключает возможности вхождения небольшого количества СаО в его структуру.

*Работа выполнена при поддержке НШ-1014.2008.5.*

### **Литература**

1. Макеев А. Б., Евстигнеева Т. Л., Тронева Н. В. и др. Юшкинит,  $V_{1-x}S \cdot n[(Mg, Al)(OH)_2]$  — новый гибридный минерал // Минер. журн., 1984. Т. 6. № 3. С. 91—97.
2. Ковальчук Н. С., Макеев А. Б. Типоморфизм и парастерезис юшкинита (Пайхойский антиклинорий) // ЗВМО, 2007. Ч. 136. № 5. С. 1—21.
3. Ковальчук Н. С., Макеев А. Б. Рентгенофазовые исследования юшкинита / Материалы 17-й научной конференции “Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента”. Сыктывкар: Геопринт, 2008. С. 129—132.
4. Ковальчук Н. С., Исаенко С. И. Исследование юшкинита методами рамановской спектроскопии и электронной микроскопии // Минералы: строение, свойства, методы исследования: Материалы Всероссийской молодежной научной конференции. Миасс, 2009. С. 180—182.

# ТЕКТОНИЧЕСКАЯ УНАСЛЕДОВАННОСТЬ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ (НА ПРИМЕРЕ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОГО РЕГИОНА)

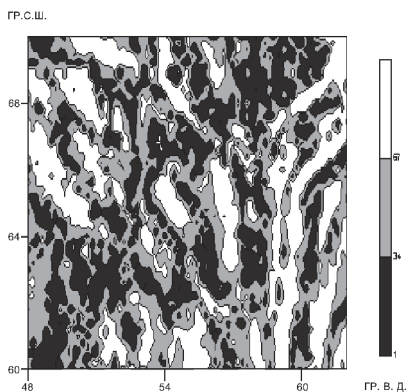
Е. С. Колтышева<sup>1</sup>, С. В. Бушарина<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ИГ УрО РАН, <sup>2</sup>ИГиГ УрО РАН, Екатеринбург

*koltyshevaes@mail.ru*

Одним из важных геодинамических показателей развития структурно-тектонических зон является степень тектонической унаследованности. Реконструировать черты унаследованности тектонических движений возможно путем сравнения палеотектонических карт и других геологических материалов. Метод, позволяющий получить количественную характеристику степени унаследованности вертикальных тектонических движений, был предложен в 1984 г. В. Б. Нейманом. Его суть состоит в следующем. Если какая-либо структура на протяжении длительного геологического времени все время либо поднимается, либо опускается относительно соседней, такое развитие считается предельно унаследованным, принятым за 100 %. Если обе структуры движутся относительно друг друга разнонаправленно, испытывая значительные инверсии вертикальных перемещений, такое развитие считается неустойчивым [1]. Коэффициент унаследованности тектонического развития ( $K_y$ ) рассчитан по Палеотектоническим картам СССР масштаба 1:5000000, содержащим информацию об амплитудах нисходящих и восходящих движений в метрах за соответствующий геологический период [2]. Путем цифрования этих карт были созданы числовые матрицы мощностей осадконакопления от раннего кембрия до позднего триаса вдоль широтных профилей, вкрест простирания Уральских структур, с интервалом 0.2 градуса в пределах 42—66 градусов в. д. и 60—70 градусов

с. ш. Затем, в соответствии с методикой В. Б. Неймана, построена карта изолиний коэффициента тектонической унаследованности (рис. 1). В целом, степень унаследованности вертикальных тектонических движений имеет сложный характер в пределах исследуемой территории. Линии равных значений  $K_y$  преимущественно вытянуты в субмеридиональном и северо-западном направлениях и отражают основные элементы тектоники района. Наблюдается несколько зон как повышенной, так



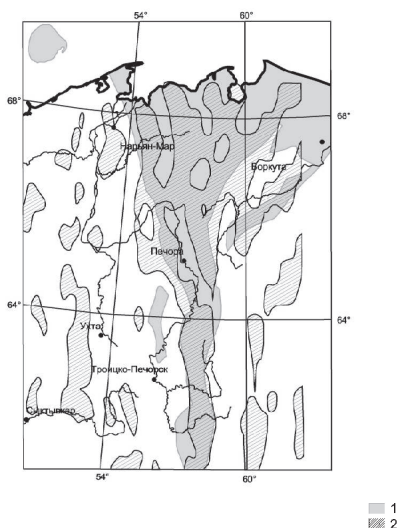
**Рис. 1.** Степень унаследованности Тимано-Печорского региона ( $K_y$  в %)



и пониженной степени тектонической унаследованности. Наиболее информативными являются области с пониженными ( $< 34\%$ ) значениями  $K_y$ , т.к. они отражают неустойчивость тектонического развития, наличие тектонических инверсий [3].

Предуральский краевой прогиб в основном выделяется понижением степени унаследованности. Сложно отражены границы ряда структур Печорской синеклизы и Тиманской гряды: зонами пониженных значений  $K_y$  выделяются Хорейверская впадина, Денисовский прогиб, Мало-земельско-Колгуевская и Нерицкая моноклинали и другие, более мелкие структуры. Для этих зон характерно субмеридиональное и северо-западное простирание, соответствующее направлениям ведущей группы разломов, которые определили контуры большинства структур 1-го и 2-го порядков [4]. Характерной особенностью Тимано-Печорского региона является чередование относительно спокойных и более подвижных зон. С запада на восток выделяются стабильные Притиманская, Ижма-Печорская и Центрально-Большеземельская, чередующиеся соответственно с мобильными Тиманской, Печоро-Колвинской и Восточно-Большеземельской зонами [5]. Мобильные зоны в платформенном чехле региона отвечают зонам растяжения, повышенной проницаемости в фундаменте. В зонах повышенной тектонической активности происходят изменения ранее сформированного структурного плана последующими интен-

сивными структуроформирующими движениями, что может приводить к появлению новых тектонически экранированных ловушек и образованию новых залежей углеводородов [6]. При этом мобильные области являются более перспективными при поисках скоплений нефти и особенно газа [5]. Степень тектонической унаследованности в стабильных зонах, в основном, повышена, а в мобильных зонах, наоборот, преимущественно понижена. Это особенно характерно для Печоро-Колвинской и Восточно-Большеземельской мобильных зон. При сопоставлении карты нефтегазогеологического районирования Тимано-Печорской провинции (Институт геологии Коми научного центра УрО РАН, 1994 г.) с обобщенной схемой степени тектонической унаследо-



**Рис. 2.** Сопоставление степени унаследованности и нефтегазоносности. 1 — земли с различной плотностью перспективных и прогнозных ресурсов нефти и газа; 2 — области  $K_y < 50\%$

ванности, на которой выделены области  $K_y < 50\%$  (рис. 2), можно увидеть, что, в основном, пониженные участки коэффициента унаследованности вертикальных тектонических движений соответствуют областям с наибольшей плотностью извлекаемых перспективных и прогнозных ресурсов нефти и газа.

### **Литература**

1. *Нейман В. Б.* Теория и методика палеотектонического анализа. М.: Недра, 1984. 80 с.
2. Палеотектонические карты СССР. Масштаб 1:5000000. Объяснительная записка. ВСЕГЕИ. Науч. ред. Т. Н. Спизарский. Л.: 1974. 1977. 1982.
3. *Колтышева Е. С.* Унаследованность тектонического развития как показатель эволюции земной коры Урала. XXXII Тектоническое совещание «Тектоника неогена: общие и региональные аспекты». Т. 1., М. 2001.
4. *Гецен В. Г.* Тектоника Тимана // Л.: Наука, 1987. 172 с.
5. *Удот Г. Д.* Локальные структуры Печорской плиты в связи с нефтегазонасностью // Л., 1979. 96 с.
6. *Тимонин Н. И.* Печорская плита: история геологического развития в фанерозое // Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 240 с.

# СВОДНЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И УРАЛА

Е. С. Колтышева<sup>1</sup>, С. В. Бушарина<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ИГ УрО РАН, <sup>2</sup>ИГиГ УрО РАН, Екатеринбург

*koltyshevae@mail.ru*

Обобщены геолого-геофизические данные по широтным профилям, секущим Урал и прилегающие территории и построены сводные геолого-геофизические разрезы, проходящие через 68, 66, 64, 62, 60° с. ш. и с 42 по 72° в. д. Вдоль данных пересечений вначале были построены палеотектонические разрезы, на которых отмечен геодинамический режим, амплитуда нисходящих или восходящих движений по 16 временным периодам с юрматинского времени по верхний триас, вынесены разломы [1]. Затем по тем же профилям добавлены сводные разрезы земной коры, составленные В.С. Дружининым по данным глубинных сейсмических зондирований, представленные поверхностями  $K_{01}$ , МОХО и основными тектоническими зонами; графики гравитационного и магнитного поля, построенные на основе карт масштаба 1:2500000 и крупнее; мощности теплового потока и амплитуд неоген-четвертичных поднятий [2, 3].

Как следует из представленных разрезов, в разных секторах Урала и Предуралья поведение поверхностей  $K_{01}$  и М относительно основных геологических структур несколько различается. Поверхность М обычно имеет самые низкие отметки в пределах Тагило-Магнитогорского прогиба, несколько воздымаясь в Центрально-Уральском поднятии и Западно-Уральской внешней зоне складчатости. В секторе 60—68° с. ш. это воздымание на границе Предуральского краевого прогиба происходит скачком, по тектонической зоне. В пределах Печорской синеклизы глубина до этой поверхности обычно несколько понижена, за исключением Тиманской гряды. Тенденция к некоторому воздыманию поверхности  $K_{01}$  в пределах Центрально-Уральского поднятия и опусканию в Предуральском краевом прогибе наблюдается на более северных профилях. На профиле 62° с. ш. погружение  $K_{01}$  соответствует западной части Тиманской гряды. В южной части Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции глубина поверхности  $K_{01}$  составляет около 6 км, возрастая к 66° с.ш. до 8 км на западе провинции и до 12 км на ее востоке. Наиболее сложное в тектоническом отношении поведение поверхностей М и  $K_{01}$  наблюдается на профиле 68° с. ш., соответствующем резкой смене основных направлений Уральских и Предуральских структур. Основные особенности геополей распределены в определенной зависимости от глубины и поведения поверхности Мохоравичича [2]. При этом области распространения наиболее плотных участков земной коры и пониженных тепловых потоков рас-

полагаются в восточном борту трога, а районы воздымания современной дневной поверхности и максимальных неоген-четвертичных поднятий — в центральной и западной частях погружения поверхности Мохо. На всем протяжении Уральской структуры максимальные гравитационные аномалии обычно соответствуют Тагило-Магнитогорскому прогибу, особенно западной его части, максимальные высоты дневной поверхности — Центрально-Уральскому поднятию, а минимальные тепловые потоки — участкам повышенной основности.

Анализ информации по сводным геолого-геофизическим разрезам показал следующее.

В Уральском регионе отчетливо выделяются две основные области с разной динамикой осадконакопления: западная и восточная. В зоне сочленения восточной окраины Восточно-Европейской платформы с Уральской складчатой системой отмечается закономерное чередование мощностей осадконакопления за рассматриваемый геологический период [4]. В целом эта зона выделена и по геофизическим данным, в основном по характеру гравитационного и магнитного полей [2]. Главной особенностью является начало формирования Предуральского краевого прогиба с одновременным опусканием восточной окраины Восточно-Европейской платформы и началом воздымания структур Урала в среднем девоне.

### **Литература**

1. Колтышева Е. С. Сводные геолого-геофизические разрезы и тектоническая унаследованность восточной части Восточно-Европейской платформы и Урала // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М. В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН: Тезисы докладов Всероссийской конференции. В 2-х томах. Т. 2. М.: ИФЗ, 2008. С. 261—262.
2. Рыжий Б. П. Комплексные геофизические исследования земной коры Урала и его двумерная геолого-геофизическая модель // ГЕОФИЗИКА 21 века. Екатеринбург, 2001.
3. Рыжий Б. П., Дружинин В. С., Колтышева Е. С., Рыжий Б. Б. Положение Урала в структурах Евразии и его строение по геолого-геофизическим данным // Материалы совещания «Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты». Т. 2. М., 1998. С. 143—145.
4. Юдахин Ф. Н., Щукин Ю. К., Макаров В. И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 300 с.

# ИЗУЧЕНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ РОСТА БАЦИЛЛЫ, ВЫДЕЛЕННОЙ ИЗ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ВОРОТИЛОВСКОЙ ГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ

Г. В. Кондакова, А. А. Ревуцкая

ЯрГУ, Ярославль

*galya@bio.uniyar.ac.ru*

Подземные воды, вскрытые Воротиловской глубокой скважиной — ВГС (Пучеж-Катунская астроблема, юго-восточный борт Московской синеклизы, 75 км севернее г. Н. Новгород), изучаются в лаборатории микробиологии ЯрГУ им. П. Г. Демидова с 1995 г. За это время получены данные о вертикальном распределении микроорганизмов в подземных водах, о физиологических группах микроорганизмов, об их активности [1—4]. Кроме того, выделен ряд чистых культур, изучение которых позволит оценить их роль и значение в функционировании подземного микробоценоза. Так, в 2003 г. из подземных вод с глубины 1900 м была выделена ассоциация углеводородоокисляющих микроорганизмов, о чем мы уже сообщали ранее [5]. В результате предыдущих работ данная ассоциация была разделена на несколько штаммов, один из которых по составу жирно-кислотных маркеров, определенных методом газовой хроматографии-масс-спектрометрии, и на основании культуральных и физиолого-биохимических свойств был отнесен к виду *Bacillus pumilus* [6]. Изучение чистой культуры этого вида и было целью данной работы. Одним из методов, позволяющих установить принадлежность выделенных бактерий к подземным экосистемам, является изучение их ростовых параметров в условиях, подобных естественной среде, из которой они были изолированы. Некоторые физико-химические характеристики вод, вскрытых ВГС, даны в таблице.

## Физико-химические характеристики подземных вод ВГС

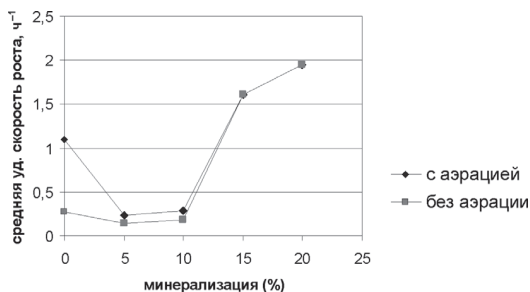
| Глубина, м | t °C | pH  | Минерализация, г/л | Cl <sup>-</sup> , г/л | Ca <sup>2+</sup> , г/л | Mg <sup>2+</sup> , г/л | Σ Na <sup>+</sup> , K <sup>+</sup> , г/л |
|------------|------|-----|--------------------|-----------------------|------------------------|------------------------|------------------------------------------|
| 1900       | 32   | 5.2 | 188                | 118.8                 | 61.32                  | 0.12                   | 6.86                                     |

Изучали влияние температуры, минерализации среды и наличия молекулярного кислорода на ростовые характеристики указанного штамма. При изучении влияния концентраций солей общую минерализацию среды изменяли от 0 до 200 г/л (0—20 %), добавляя хлорид кальция. Культивирование вели в периодическом режиме на жидкой среде К, содержащей сахарозу в качестве источника углерода и энергии. О росте судили по изменению оптической плотности культуральной жидкости, которую регистрировали на КФК-56 при 610 нм в кювете 0.5 см. Выращивание проводили в двух вариантах: при интенсивной аэрации и без аэрации (мик-

роаэробные условия). На основании кривых периодического роста рассчитывали удельную скорость роста культуры.

На первом этапе была установлена оптимальная температура роста. Она составила 37 °С и оказалась очень близкой к природному биотопу (табл. 1), в связи с чем дальнейшие исследования по влиянию минерализации и аэрации среды на рост культуры вели при этой температуре. На неминерализованной питательной среде рост культуры продолжался около 55 часов как в условиях аэрации, так и без нее, после чего наступала фаза отмирания, однако скорость роста в условиях аэрации была в 4 раза выше, чем без аэрации (рисунок). К этому времени в культуре происходила агрегация клеток, выражавшаяся в образовании хлопьев, что можно объяснить истощением питательного субстрата. При минерализации среды 50 и 100 г/л в условиях аэрации культура росла интенсивнее, чем в микроаэробных условиях: скорость роста была примерно в 1.5 раза выше, а рост культуры продолжался примерно на 15 часов дольше (50 ч с аэрацией и 33 ч без аэрации).

С последующим увеличением минерализации до 150 и 200 г/л скорость роста возрастала как при аэрации, так и без нее, наибольшая скорость



Изменение средней удельной скорости роста культуры *Bacillus pumilus* в зависимости от минерализации и аэрации среды (t = 37 °С)

роста составила 1.95 ч<sup>-1</sup> при минерализации 200 г/л. Однако при таких высоких значениях концентрации солей рост культуры продолжался всего лишь 30 часов, после чего наступала фаза отмирания. Интересно, что в минерализованных средах хлопьеобразование практически не наблюдалось. Можно предположить, что при таких условиях не происходит истощения субстрата до лимитирующих рост клеток концентраций. Максимальные значения оптической плотности культуры, которая пропорциональна количеству клеток, на минерализованных средах были в 2 и более раз ниже, чем в неминерализованных. Видимо, снижение числа клеток вызвано неблагоприятным воздействием высоких концентраций солей. Таким образом, можно заключить, что культура *Bacillus pumilus* является галотолерантной, наиболее благоприятный диапазон роста от 0 до 10% солей, присутствие кислорода стимулирует рост клеток.

## Литература

1. *Верховцева Н. В., Кондакова Г. В.* Микробиологические исследования пород и подземных вод. В кн. Глубокое бурение Пучеж-Катунской импактной структуры. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. С. 176—186.
2. *Kondakova G. V., Shekovtsova N. V., Osipov G. A.* Microbial diversity variations along column of deep well // Int. Symposium on Subsurface Microbiology, Copenhagen, 2002. P. 81.
3. *Кондакова Г. В., Остапенко Е. А.* Фотогетеротрофные бактерии в глубоких горизонтах земной коры // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 14-й научн. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 75—77.
4. *Кондакова Г. В., Верховцева Н. В., Осипов Г. А.* Изучение микробного разнообразия подземных вод при мониторинге глубоких горизонтов земной коры / Вестник МГУ, 2007. № 2. Сер. 16. Биология. С. 23—29.
5. *Кондакова Г. В., Богатова Н. А.* Углеродородокисляющие бактерии глубинных вод литосферы // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Сыктывкар: Геопринт, 2003. С. 126—128.
6. *Кондакова Г. В., Травкина Ю. В., Довиденко М. Б.* Особенности выделения и изучения чистых культур микроорганизмов из высокоминерализованных подземных вод // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 15-й научн. конф. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2006. С. 53—55.

# ИССЛЕДОВАНИЕ НАНОПЛЕНКИ УГЛЕРОДА, НАПЫЛЕННОЙ НА МОНОКРИСТАЛЛИЧЕСКУЮ КРЕМНИЕВУЮ ПОДЛОЖКУ

А. А. Кряжев

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*reflect@rambler.ru*

Используя двухосевой рефлектометр, можно не только оценить качество поверхности, но и определить толщину, плотность и шероховатость нанесенной на нее пленки из различных материалов. В данной работе исследуется пластина монокристаллического кремния и эта же пластина Si, но с напыленной на нее нанопленкой углерода. Образец с пленкой С был получен путем испарения лазером высокоуглеродистой мишени, установленной напротив пластины Si.

Съемка производилась в режиме сканирования образцом с одновременным поворотом детектора на угол, в два раза больший угла поворота образца. Поворот образца осуществлялся в интервале углов от 0 до  $\sim 30$  угл. мин. с шагом 4 угл. сек. Коэффициент отражения  $R$  на экспериментальных интегральных кривых нормирован относительно начальной интенсивности  $I_0$ . Полученные результаты представлены на рис. 1.

Как видно из рис. 1, наличие на поверхности пленки вызывает появление осцилляций и смещение критического угла.

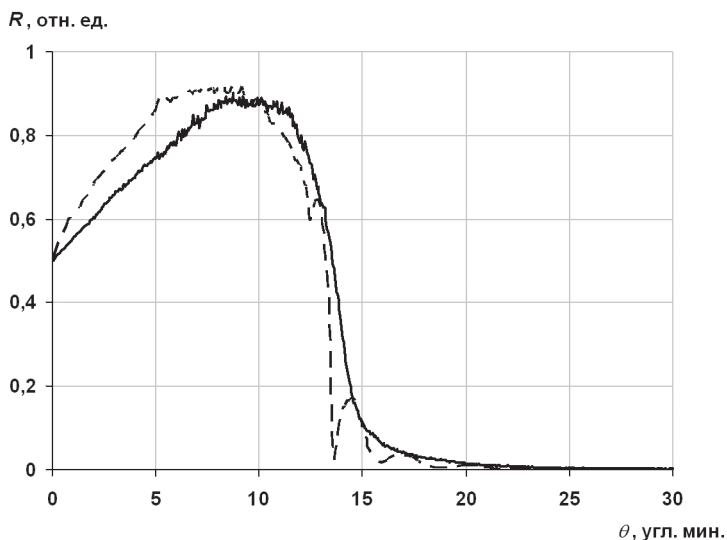
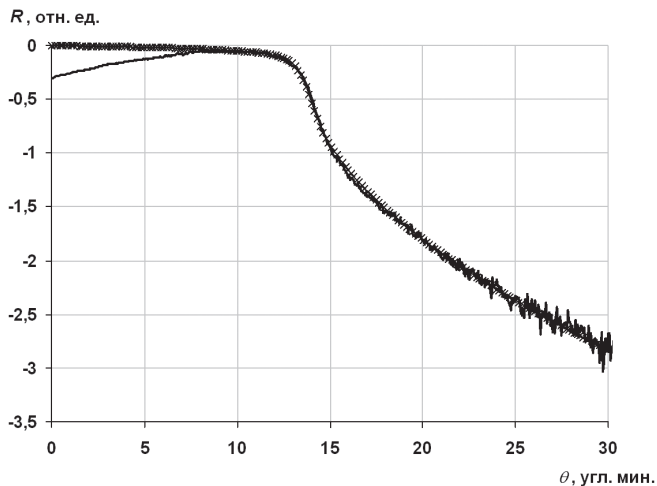


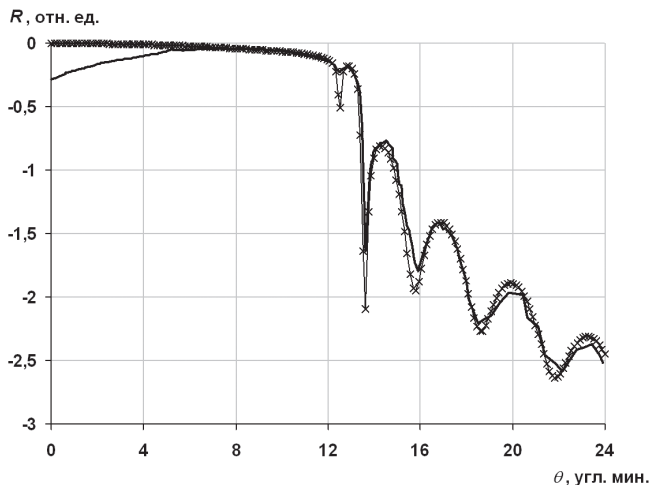
Рис. 1. Экспериментальные интегральные кривые для поверхности пластины Si до и после напыления пленки С. — до напыления С, — — — после напыления С



Для определения шероховатости приповерхностной области, толщины и плотности пленки данных образцов необходимо добиться совпадения теоретических и экспериментальных кривых [1]. Полученные результаты показаны на рис. 2 и рис. 3 для пластины Si без пленки С и с пленкой соответственно.



**Рис. 2.** Экспериментальная и теоретическая интегральные кривые для поверхности пластины Si до напыления пленки С. — эксперимент, — теория. Ось Y в логарифмическом масштабе

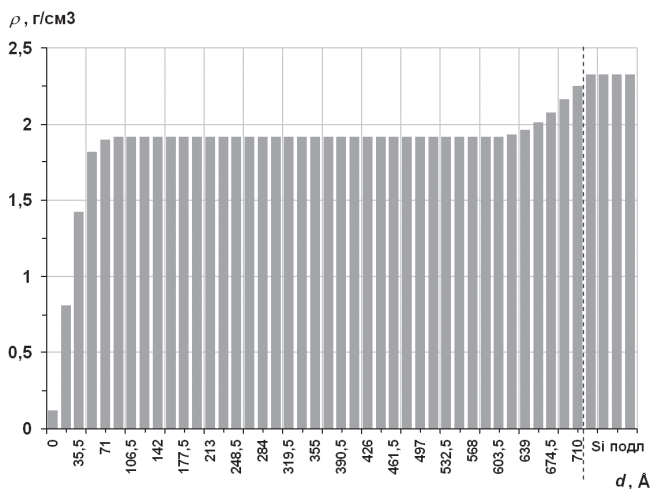


**Рис. 3.** Экспериментальная и теоретическая интегральные кривые для поверхности пластины Si после напыления пленки С. — эксперимент, — теория. Ось Y в логарифмическом масштабе

Совпадение теории и эксперимента получается при значении средне-квадратичной высоты шероховатости поверхности кремния  $\sigma_{\text{Si}} = (12 \pm 3) \text{ \AA}$ . Действительная и мнимая части поляризуемости равны  $\chi_{\text{Re-Si}} = -0.15 \cdot 10^{-4}$  и  $\chi_{\text{Im-Si}} = 0.35 \cdot 10^{-6}$  соответственно, что соответствует плотности  $\rho_{\text{Si}} = 2.33 \text{ г/см}^3$ .

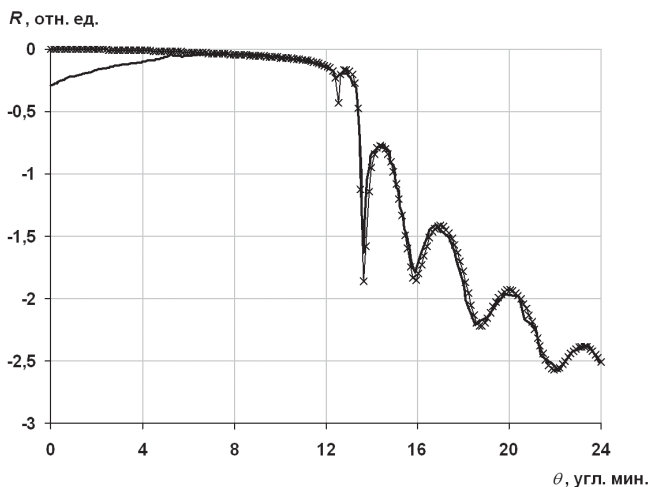
Совпадение теории и эксперимента получается при толщине пленки  $d_{\text{C}} = (700 \pm 10) \text{ \AA}$ . Значение среднеквадратичной высоты шероховатости поверхности пленки углерода  $\sigma_{\text{C}} = (15 \pm 2) \text{ \AA}$ . Действительная и мнимая части поляризуемости равны  $\chi_{\text{Re-C}} = -0.12 \cdot 10^{-4}$  и  $\chi_{\text{Im-C}} = 0.27 \cdot 10^{-7}$  соответственно, что соответствует плотности  $\rho_{\text{C}} = 1.92 \text{ г/см}^3$ .

Добиться более точного совпадения теоретической и экспериментальной интегральных кривых поможет модель многослойной системы с независимым распределением плотности по глубине. Рассчитаем профиль распределения плотности напыленной пленки С, используя рекуррентные соотношения Паррата [2]. Совпадение теории и эксперимента (рис. 5) получается для профиля плотности, представленного на рис. 4.



**Рис. 4.** Профиль распределения плотности для пленки С напыленной на поверхность пластины Si

Совпадение теории и эксперимента получается при толщине пленки  $d_{\text{C}} = (710 \pm 10) \text{ \AA}$ , что хорошо согласуется с предыдущим результатом. Шероховатость поверхности в данном случае задается плавным увеличением плотности до глубины  $\sim 60 \text{ \AA}$ . Далее, при движении вглубь пленки, плотность соответствует рассчитанной ранее —  $\rho_{\text{C}} = 1.92 \text{ г/см}^3$ . В области Si подложки плотность С возрастает до максимального значения  $\rho_{\text{C}} = 2.25 \text{ г/см}^3$  в слое толщиной  $\sim 70 \text{ \AA}$ .



**Рис. 5.** Экспериментальная и теоретическая интегральные кривые для поверхности пластины Si после напыления пленки С. — эксперимент, — теория, рассчитанная для профиля плотности представленного на рис. 4. Ось Y в логарифмическом масштабе

Расчетные данные показывают, что плотность напыленной пленки немного ниже, чем плотность аморфного углерода и графита ( $r_{C-Am} = 2.20 \text{ г/см}^3$ ,  $r_{C-Gr} = 2.28 \text{ г/см}^3$ ). К этим значениям она приближается лишь в области кремниевой подложки. Это говорит о том, что при используемом методе напыления пленка С получилась рыхлой и неструктурированной.

Таким образом, по данным двухосевой рентгеновской рефлектометрии можно исследовать приповерхностную область различных монокристаллов. Можно оценить шероховатость поверхности с целью выяснения ее пригодности для нанесения различных материалов, например, полупроводниковых. После нанесения данный метод позволяет определить толщины пленок и профиль распределения их плотности. Кроме того, проведение эксперимента занимает мало времени, что важно при диагностике большого количества образцов.

*Исследования выполнены при частичной финансовой поддержке РФФИ 08-05-00346а, программ фундаментальных исследований Президиума и ОНЗ РАН, а также НШ-3266.2008.5.*

### Литература

1. Бушуев В. А., Петраков А. П. Рентгеновская рефлектометрия пленок бора, полученных лазерным напылением на кремниевые подложки // Доклады II национальной конференции РСНЭ. Дубна, 1997. Т. 2. С. 188—193.
2. Parratt L. G. Surface studies of solids by total reflection of X-rays // Phys. Rev., 1954. V. 95. P. 359—369.

# МЕЛКИЕ МЛЕКОПИТАЮЩИЕ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА СЕВЕРА УРАЛА

И. В. Кряжева

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

---

Статья обобщает ряд материалов по истории формирования современной фауны мелких млекопитающих Приполярного и Полярного Урала. Сведения по позднечетвертичной истории млекопитающих этого обширного района получены в результате изучения местонахождений на западном склоне Приполярного Урала — грот Соколинный и на Полярном Урале — местонахождение Пымва-Шор, а также целый ряд пещерных местонахождений на восточном склоне Полярного Урала: Зверобой, Янгана-Пэ 3, 4 и Наун-Пэ.

Все встреченные виды по зональной приуроченности можно разделить на три группы: *тундровую*, к которой относятся такие виды, как копытный и сибирский лемминги, полевка Миддендорфа и тундровый подвид узкочерепной полевки; *лесную*, к которой можно отнести лесного лемминга, лесную мышовку, рыжих полевок и пашенную полевку; *интразональную* (виды луговых и околородных местообитаний, встречающиеся в разных природных зонах), к которой относятся водяная полевка и полевка — экономка.

Сопоставление радиоуглеродных датировок и данных по составу и структуре костных остатков мелких млекопитающих позволяет привязать отдельные фазы развития фауны к определенным временным интервалам.

В полярное время климат был наиболее суровым и континентальным за весь поздний плейстоцен. Состав и структура фауны грызунов из слоя 6 местонахождения Пымва-Шор [1] свидетельствуют о господстве в это время на территории Северного Урала суровых, холодных и сухих условиях. Доминирующее место здесь занимает копытный лемминг 89.5 %, подчиненное положение занимают сибирский лемминг 9.3 % и узкочерепная полевка 1.1 %. Учитывая экстремально холодный облик этой фауны, а также радиоуглеродную датировку  $21910 \pm 250$  лет (T-11501), этот комплекс сформировался во время последнего ледникового максимума [2].

К позднеледниковому времени относится слой 5 из местонахождения Пымва-Шор. [1] По сравнению с комплексом из нижележащего слоя 6 произошли существенные изменения. В составе фауны появились лесные виды: красно-серая полевка и лесной лемминг. Тундровые виды также занимают доминирующее положение на них приходится 94.4, а на лесные 5.6 %. Радиоуглеродный возраст слоя сделанный по кости северного оленя равен  $11125 \pm 80$  лет (TUa-1394), что приходится на позднеледниковье.

Заключительным этапом позднеледникового времени является поздний дриас, период похолодания, в котором преобладали тундровые виды. [2] По составу и структуре фауны грызунов и по данным радиоуглеродных датировок к нему относится слой 4 из местонахождения Памва-Шор. [1] Здесь доминирующее положение принадлежит тундровым видам 88.8 %, на лесные виды приходится 8.5 %, а на интразональную всего 2.8 %. Радиоуглеродная датировка, сделанная по костям грызунов равна  $10000 \pm 250$  лет (ГИН-9004), что приходится на поздний дриас.

Так же было проведено сопоставление данных из местонахождения грот Соколиный, где из слоя 2 по кости сибирского лемминга получена датировка  $10390 \pm 50 - 45$  лет (GrA 42215) [3], что так же приходится на поздний дриас.

Самый древний и одновременно самый малочисленный комплекс остатков найден в слое 3. В нем преобладают остатки тундровых видов (85 %), а доли лесных и интразональных видов составляют 13 % и 1.8 %. Такая картина распределения остатков очень похожа на соотношение обилия остатков грызунов в слое 4 местонахождения Пымва-Шор. Сходство локальных фаун, возможно, свидетельствует об их одновозрастности.

В комплексе остатков из слоя 2 по сравнению с комплексом из нижележащего слоя 3 произошли существенные изменения. В составе фауны появились полевка-экономка, полевка Миддендорфа и лесной лемминг. Остатки тундровых видов сохраняют доминирующее положение, но теперь их доля составляет только 57.8 % и среди них заметно преобладают остатки узкочерепной полевки. Доля остатков лесных видов составляет 31.7 %, а интразональных — 10.5 %. Состав и структура сообщества близка к комплексу из слоя 4 Пымва-Шор, а незначительные различия структуры комплексов остатков из слоя 2 грота Соколиного и слоя 4 Пымва-шора объясняются локальным своеобразием природной обстановки на Приполярном Урале.

В ранний голоцен объединяются пребореальный и бореальный периоды (10300—8000 лет назад). Если в пребореальном периоде облесенность возможно еще не была значительной и доминировали перигляциальные элементы, то в раннебореальное время произошло сильное потепление, что выразилось в продвижении северной границы леса на 100—200 км к северу от ее современного положения. [2]

К раннебореальному времени относится слой 3 из местонахождения Пымва-Шор, демонстрирующий наивысшее видовое разнообразие видов. Здесь остатки тундровых видов составляют всего 10 %, в то время как на лесные виды приходится 44 % остатков, а на луговые — 45 %. Радиоуглеродная датировка, сделанная по костям грызунов равна  $8500 \pm 250$  лет (ГИН-9005) [1], что приходится на период раннебореального потепления.

К концу среднего голоцена по составу и структуре фауны грызунов и по данным радиоуглеродных датировок относится слой 4 из местонахождения грот Зверобой с радиоуглеродной датировкой  $4100 \pm 200$  лет (ГИН-

9006) [1], который характеризует поздние этапы голоценового оптимума. Здесь остатки тундровых видов составляют всего 10.2 %, интразональные 22, а доминирующее положение занимают лесные виды 67.8 %.

К позднему голоцену по составу и структуре фауны грызунов и по серии радиоуглеродных датировок относятся местонахождение Янгана-Пэ 3 с радиоуглеродной датировкой  $2450 \pm 80$  лет [4], местонахождение Наун-Пэ с радиоуглеродной датировкой  $2400 \pm 120$  лет [4] и местонахождение Янгана-Пэ 4 с радиоуглеродной датировкой  $1720 \pm 120$  лет [5]. От глубины к поверхности в этих местонахождениях увеличивается доля остатков тундровой группы видов, доли остатков видов лесной и интразональной групп снижаются. Это находится в соответствии с данными об изменении климата и растительности на Полярном Урале в голоцене, полученными с помощью криологических, палеоботанических и дендрохронологических методов.

В позднем плейстоцене в составе фауны присутствуют только представители тундровой группы видов. На рубеже плейстоцена и голоцена в незначительном количестве появляются представители лесной группы. В начале голоценового периода появляются представители интразональной компоненты фауны. На последней стадии голоценового оптимума преобладающими являются остатки представителей лесных местообитаний. По мере приближения к современности наблюдается тенденция к снижению доли остатков лесной компоненты фауны и увеличение доли тундровых видов.

### Литература

1. Смирнов Н. Г., Андреичева Л. Н., Корона О. М. и др. Материалы к характеристике биоты Приуральской Субарктики в голоценовом оптимуме // Биота Приуральской Субарктики в позднем плейстоцене и голоцене: Сб. науч. тр. Екатеринбург: Екатеринбург, 1999. С. 23—60.
2. Никифорова Л. Д. Динамика ландшафтных зон голоцена северо-востока Европейской части СССР // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982. С. 154—162.
3. Пономарев Д. В. Остатки мелких млекопитающих из грота Соколиный (Приполярный Урал) // Квартер-2005. Материалы IV Всеросс. совещания по изучению четвертичного периода. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 334—336.
4. Головачев И. Б. Новые данные по динамике фауны грызунов Полярного Урала в голоцене (местонахождения Янгана-Пэ-3, Наун-Пэ) // Развитие идей академика С. С. Шварца в современной экологии. Екатеринбург: Екатеринбург, 1999. С. 28—36.
5. Кузьмина Е. А., Головачев И. Б. Позднеголоценовые грызуны из местонахождения Янгана-Пэ-4 на Полярном Урале // Развитие идей академика С. С. Шварца в современной экологии. Екатеринбург: Екатеринбург, 1999. С. 100—104.

# О ВОЗРАСТЕ И ВОЗМОЖНЫХ ИСТОЧНИКАХ ВЕЩЕСТВА МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД ГОНЖИНСКОЙ СЕРИИ (АМУРСКИЙ СУПЕРТЕРРЕЙН ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА): РЕЗУЛЬТАТЫ Sm-Nd ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

А. В. Кургузова

СПбГГИ (ТУ), Санкт-Петербург

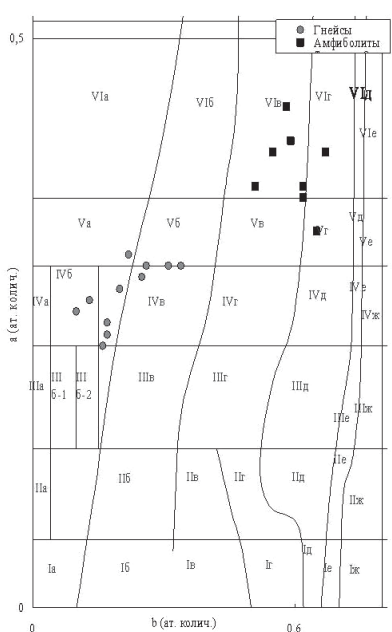
*kurguzova\_anna@mail.ru*

В настоящее время степень изученности пород докембрийских блоков Центрально-Азиатского складчатого пояса, в том числе и Амурского супертеррейна, остается низкой. В результате выполненных на сегодняшний день систематических геохронологических и изотопно-геохимических исследований выделены изотопные провинции и намечены основные этапы формирования континентальной коры западного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса [1, 2, 8], а также сопредельных частей Сибирского кратона и Джугджуро-Становой складчатой области [3, 4, 7]. Восточный сегмент Центрально-Азиатского складчатого пояса (в том числе Амурский супертеррейн) в этом плане изучен пока еще весьма фрагментарно.

В настоящей работе проведена реконструкция первичного состава метаосадочных пород гонжинской серии с помощью петрохимической классификации А. Н. Неелова (1980), оценен возраст формирования метаосадочных пород гонжинской серии с помощью Sm-Nd изотопно-геохимических исследований, сделаны выводы о нижней возрастной границе формирования пород гонжинской серии.

## Реконструкция первичного состава

Первичный состав гнейсов и амфиболитов гонжинской серии был реконструирован с помощью петрохимической классификации А. Н. Неелова [6].



Классификационная диаграмма a-b (Неелов, 1980) для метаосадочных пород гонжинской серии

### Результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований метаосадочных пород гонжинской серии

| №<br>п/п | № обр.   | Sm,<br>г/г | Nd,<br>г/г | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$<br>$\pm 2\delta$ | $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ | $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ | $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ ,<br>млн. лет | Название породы  |
|----------|----------|------------|------------|-----------------------------------|----------------------------------------------------|---------------------------|---------------------------|------------------------------------------|------------------|
| 1        | K-1021-3 | 3.62       | 18.89      | 0.1159                            | 0.512438 $\pm$ 9                                   | -3.9                      | -2.7                      | 1111                                     | Биотитовый гнейс |
| 2        | K-1022   | 6.75       | 34.92      | 0.1168                            | 0.512376 $\pm$ 4                                   | -5.1                      | -3.9                      | 1218                                     | Биотитовый гнейс |
| 3        | K-1023-1 | 6.62       | 33.39      | 0.1199                            | 0.512376 $\pm$ 4                                   | -5.1                      | -3.9                      | 1258                                     | Биотитовый гнейс |
| 4        | K-1026   | 4.61       | 23.98      | 0.1162                            | 0.512459 $\pm$ 6                                   | -3.5                      | -2.3                      | 1081                                     | Биотитовый гнейс |
| 5        | K-1027   | 5.34       | 27.85      | 0.1158                            | 0.512443 $\pm$ 4                                   | -3.8                      | -2.6                      | 1102                                     | Биотитовый гнейс |
| 6        | K-1028   | 6.03       | 31.35      | 0.1162                            | 0.512436 $\pm$ 4                                   | -3.9                      | -2.7                      | 1117                                     | Биотитовый гнейс |
| 7        | K-1029   | 8.13       | 42.35      | 0.1160                            | 0.512410 $\pm$ 9                                   | -4.4                      | -3.2                      | 1155                                     | Биотитовый гнейс |



В соответствии с петрохимической классификацией А. Н. Неелова (рисунки) протолитами для гнейсов послужили полимиктовые алевролиты, граувакковые алевролиты (и/или пелит-алевролитовые аргиллиты, глиноземистые граувакки и карбонатистые (железистые) алевролиты), алевропелитовые аргиллиты. Протолитами для амфиболитов гонжинской серии, в соответствии с классификацией А. Н. Неелова, могли быть карбонатные пелитовые аргиллиты, умеренноглиноземистые и малоглиноземистые мергели.

Sm-Nd изотопная систематика метаосадочных пород гонжинской серии

Изотопный состав Sm и Nd был определен на многоколлекторном масс-спектрометре Triton-TI в статическом режиме (ИГГД РАН). Результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований метаосадочных пород гонжинской серии приведены в таблице.

Они характеризуются значением модельного возраста  $T_{Nd}(DM)$  в пределах 1.1—1.2 млрд лет. Это свидетельствует о том, что метаосадочные породы гонжинской серии имеют возраст не древнее 1.1 млрд лет. Иными словами, накопление протолитов метаосадочных пород этой серии трудно соотносить с раннепротерозойским этапом геологического развития Амурского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса, как это принято в существующих стратиграфических схемах.

## Литература

1. Коваленко В. И., Ярмолюк В. В., Козаков И. К. и др. Sm-Nd изотопные провинции земной коры Центральной Азии // ДАН, 1996. Т. 348, № 2. С. 220—222.
2. Козаков И. К., Котов А. Б., Миллер А. Б., Глебовицкий В. А. Два типа проявления тектоно-метаморфических циклов во времени // Региональная геология и металлогения, 1996. № 6. С. 23—36.
3. Котов А. Б., Сальникова Е. Б., Яковлева С. З. и др. О возрастных границах формирования ранних надвиговых структур восточной части Олекминской гранит-зеленокаменной области Алданского щита // ДАН, 1995. Т. 342, № 2. С. 209—212.
4. Ларин А. М., Котов А. Б., Сальникова Е. Б. и др. Мезозойские граниты Чубачинского массива тукурингского комплекса (Джугджуро-Становая складчатая область): новые геохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные // Петрология, 2001. Т. 9, № 4. С. 417—432.
5. Ларин А. М., Котов А. Б., Ковач В. П. и др. Этапы формирования континентальной коры центральной части Джугджуро-Становой складчатой области (Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам) // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 4. С. 395—399.
6. Неелов А. Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканогенных пород. Л.: Наука, 1980. 126 с.

7. Сальникова Е. Б., Котов А. Б., Беляцкий Б. В. и др. U-Pb возраст гранитоидов зоны сочленения Олекминской-гранит-зеленокаменной и Алданской гранулитогнейсовой областей // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1997. Т. 5, № 2. С. 3—12.

8. Ярмолюк В. В., Коваленко В. И., Котов А. Б., Сальникова Е. Б. Ангаро-Витимский батолит: к проблеме геодинамики батолитообразования в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геотектоника, 1997. № 5. С. 18—32.

# К ВОПРОСУ ОБ ОРГАНИЧЕСКОМ ВЕЩЕСТВЕ В ПОРОДАХ ФУНДАМЕНТА ВАРАНГЕР-ТИМАНСКОЙ ЗОНЫ

И. И. Лебедев

УГТУ, Ухта

*kaspian@bk.ru*

Целью данной работы является некоторое обобщение имеющихся данных о наличии органического вещества в метаморфизованном фундаменте Варангер-Канино-Тиманского подвижного пояса, расположенного на севере Европейской части России. Зона включает в себя верхнепротерозойские толщи, выходящие на поверхность в районе полуострова Варангер и южнее в побережном окаймлении северной части Кольского полуострова, затем на полуострове Канин и, далее, на Тиманском кряже (Северный, Средний и Южный Тиман). Геологически, они представляют собой метаморфизованные и дислоцированные породы фундамента, сформированного в байкальский этап тектогенеза (венд — кембрий). Мощност байкалит в районе Тимана колеблется, на севере, в районе полуостровов Рыбачий и Средний, достигает 10 км.

Рифейский комплекс пород залегает на биотит-плагиоклазовых гнейсах и амфиболитах нижнепротерозойско-архейского возраста. В разрезе рифейских толщ снизу вверх можно выделить карбонатно-терригенную (на Среднем и Южном Тимане — фалаховую) формацию, сменяемую аспидной и, далее, рифовой терригенно-карбонатистой формациями (средний рифей), которые отделены перерывом от верхнерифейской моласовой формации (по Кочеткову, 1985 г.).

Для простейшей сравнительной характеристики по  $C_{\text{орг}}$  и битумоидам мы используем данные, опубликованные Сидоренко Св. А. и А. В. [1], Оловянишниковым В. Г. [2], а также материалы отчёта по геологическим изысканиям в северной части Кольского полуострова [3], которые разделим по территориальному принципу. Результат представлен в табл. 1.

Как видно из предложенных данных, пониженные содержания  $C_{\text{орг}}$  отмечаются в периферийных частях зоны. Центральные же части, отражённые на полуострове Канин, а также в Северном и Среднем Тимане, содержат более высокие содержания ОВ. Особенно крупные значения отмечаются в районе Среднего и Северного Тимана. Также отмечается некоторая общность начальных концентраций  $C_{\text{орг}}$ , ХБА и СББА.

Органическое сапропелевое вещество, содержащееся в породах изначально, было подвержено метаморфизму и изменено до состояния углеграфита-графита [2]. Многочисленные статистические исследования [3, 4] свидетельствуют о преобладающей миграционной форме ХБА в байкальском фундаменте. О привнесённом характере битумоидов можно сделать вывод о том, что при данных температурах метаморфизма (400—

Таблица 1

**Сравнительная характеристика  $C_{орг}$  и битумоидов  
в породах фундамента Варангер-Тиманской зоны**

| Номер зоны,<br>её название   | Порода                           | $C_{орг}$               | ХБА                      | СББА                       |
|------------------------------|----------------------------------|-------------------------|--------------------------|----------------------------|
| 1. П-ова Средний,<br>Рыбачий | Сланцы углисто-<br>карбонатные   | 0.07—<br>0.22 %         | 0.006—<br>0.098 %        | —                          |
| 2. П-ов Канин                | Слюдисто-<br>углистые сланцы     | 0.02—<br>1.38 %         | 0.0003—<br>0.005 %       | <b>0.0003—<br/>0.002 %</b> |
| 3. Северный Тиман            | Углеграфитовые<br>сланцы         | 0.02—<br>2.10 %         | 0.0003—<br>0.31 %        | <b>0.03 %</b>              |
| 4. Средний Тиман             | Углеграфитовые<br>сланцы         | 0.51—<br>2.47 %         | 0.03—<br>0.101 %         | <b>0.004—<br/>0.03 %</b>   |
| <b>5. Южный Тиман</b>        | <b>Углеграфитовые<br/>сланцы</b> | <b>0.02—<br/>0.80 %</b> | <b>0.005—<br/>0.07 %</b> | <b>0.002—<br/>0.009 %</b>  |

700 °С) изначальное ОВ не имеет возможности сохранить первичную молекулярную форму.

Некоторые детальные исследования фиксируют факт отсутствия лёгких алканов и постепенное нарастание содержаний в битумоидах высокомолекулярных УВ до  $C_{28}$  включительно [4]. При содействии лаборатории СеверНИПИГаз, были получены данные по содержаниям УВ гомологического ряда  $C_1$ - $C_5$ . Для хроматографического анализа были выбраны образцы метापород с п-овов Средний и Рыбачий (габбро-норит, черный сланец, серый кварцит и серый доломитовый мрамор с включениями кальцита), а также с Курынского поднятия (серые серицит-хлоритовые сланцы). Все породы относятся к байкальскому фундаменту. Полученные цифры представлены в табл. 2 и рисунке.

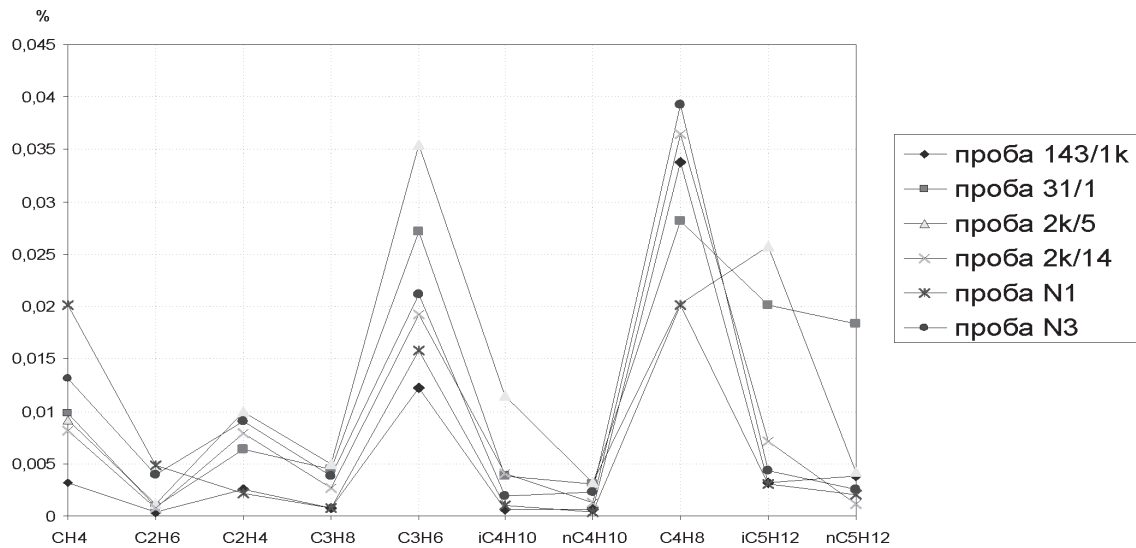
Для всех образцов характерны следующие особенности: содержание алкенов  $C_2H_4$ ,  $C_3H_6$  и  $C_4H_8$  является преобладающим, а остальные углеводороды содержатся в относительно небольшом количестве. Кроме того, отмечаются повышенные содержания метана по отношению к другим предельным углеводородам. Характерно также то, что образцы с разных территорий имеют сходный состав УВ газов.

Анализируя эти данные, можно сделать вывод об идентичности и, как следствие, сходной природе происхождения УВ в данных образцах. Кроме того, подобные межрегиональные закономерности в определённой мере могут отражать эндогенную природу содержащихся в метаморфических породах УВ газов. В связи с этим считаем, что вопросы содержаний  $C_{орг}$  и битумоидов в породах рифея Варангер-Тимана заслуживают более обстоятельного изучения.

Таблица 2

Содержание углеводородов серии  $C_1—C_5$  в исследуемых образцах (в %)

| <div>УВ<br/>(в %)</div> <div>№<br/>пробы</div> | $CH_4$ | $C_2H_6$ | $C_2H_4$ | $C_3H_8$ | $C_3H_6$ | $iC_4H_{10}$ | $nC_4H_{10}$ | $C_4H_8$ | $iC_5H_{12}$ | $nC_5H_{12}$ |
|------------------------------------------------|--------|----------|----------|----------|----------|--------------|--------------|----------|--------------|--------------|
| 143/1k                                         | 0.0032 | 0.0004   | 0.0025   | 0.0008   | 0.012    | 0.0007       | 0.0006       | 0.0338   | 0.0032       | 0.0038       |
| 31/1                                           | 0.0098 | 0.0009   | 0.0064   | 0.0045   | 0.027    | 0.0038       | 0.0031       | 0.0282   | 0.0201       | 0.0183       |
| 2k/5                                           | 0.0092 | 0.0011   | 0.0099   | 0.0050   | 0.035    | 0.0115       | 0.0032       | 0.0203   | 0.0258       | 0.0042       |
| 2k/14                                          | 0.0082 | 0.0008   | 0.0079   | 0.0027   | 0.019    | 0.0041       | 0.0013       | 0.0364   | 0.0071       | 0.0012       |
| N1                                             | 0.0202 | 0.0048   | 0.0022   | 0.0008   | 0.015    | 0.0010       | 0.0004       | 0.0201   | 0.0031       | 0.0020       |
| N3                                             | 0.0131 | 0.0039   | 0.0091   | 0.0038   | 0.021    | 0.0019       | 0.0023       | 0.0392   | 0.0043       | 0.0025       |



Распределение углеводородов серии C<sub>1</sub>—C<sub>5</sub> в исследуемых образцах (в %)

## Литература

1. *Сидоренко Св. А., Сидоренко А. В.* Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия: Тр. ГИН АН СССР. Вып. 277. М.: Наука, 1975. 116 с.
2. *Оловянишников В. Г.* Строение и перспективы нефтегазоносности верхнедокембрийских отложений северо-востока Европейской платформы // Тез. Всерос. геолог. конф. Сыктывкар, 1993. Т. 2. С. 137—139.
3. Отчёт «Комплексная, тепловая и газовая, съёмка перспективных на нефтегазоносность и рудоносность площадей на полуостровах Средний и Рыбачий». Ухта, 2007. 159 с.
4. Геология и нефтегазоносность фундамента и базальных горизонтов осадочного чехла Печорской плиты / Кочетков О. С., Гайдеев В. И., Алисиевич Л. Н. и др. // Актуальные научно-технические проблемы развития геолого-геофизических промысловых и поисково-разведочных работ в Республике Коми. Ухта, 2001. С. 87—260.

# НОРИЛЬСКИЙ ПЕТРОФУЛЬГУРИТ

А. Ю. Лысюк

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*andra227@yandex.ru*

---

Фульгуриты — геологические тела, образующиеся в результате ударов молний в сухие горные породы, — классифицируются по характеру мишени на три типа: кластофульгуриты (алевро- или псаммито-), петрофульгуриты и фитофульгуриты [1]. Обычно внимание исследователей привлекают кластофульгуриты, имеющие эффектную трубчатую или близкую к ней форму и легко извлекаемые из рыхлых вмещающих пород. Петрофульгуриты, являющиеся следствием разряда молний на обнаженную скальную поверхность твердых горных пород и встречающиеся в виде корок на их поверхности или сферических стекольных капель, охарактеризованы значительно слабее [2].

Нами изучался фульгурит из окрестностей г. Норильска, переданный вместе с образцом исходного габбро-долерита в Геологический музей им. А. А. Чернова Института геологии Коми НЦ УрО РАН к. г.-м. н. Е. В. Колониченко. Это пример типичного петрофульгурита, *in situ* связанного с материнской породой.

Скопление петрофульгуритов было обнаружено на окраине города на одной из сопок между двумя опорами высоковольтной линии. Под ней на земле остался вытянутый параллельно ЛЭП обрывок старого провода и бухта алюминиевого провода, которые и испытали удары молний. Алюминиевая бухта частично переплавилась, из-под нее вытек «язык» металла, застывший в виде «лепешки» (рисунок). Вокруг обрывка провода образовалось несколько неглубоких кратеров и ореол фульгуритовых корок, покрывающих габбро-долерит, каплевидных образований и шариков, представленных черным стеклом, с коричневато-бурым оттенком в тонких просвечивающихся осколках.

Породой мишени, как уже отмечалось, является мелкокристалльный габбро-долерит зубовского комплекса с возрастом около 245 млн лет.

Особый интерес для нас представлял геохимический баланс компонентов в процессе электроатомогенного разрушения исходной породы и формирования петрофульгурита. Основу для него представляют результаты рентгенофлюоресцентного (ИГ Коми НЦ УрО РАН) и нейтронно-активационного (ГЕОХИ РАН) анализов габбро-долерита мишени, корок и капель фульгурита (табл. 1, 2).

Сравнительный анализ химических составов показывает, что содержание элементов в исходном габбро-долерите и продуктах его электроатомогенного преобразования в целом различается незначительно, что отмечалось и предшествующими исследователями [2], но определенные тенденции в дифференциации вещества проявляются. Так в фульгурите



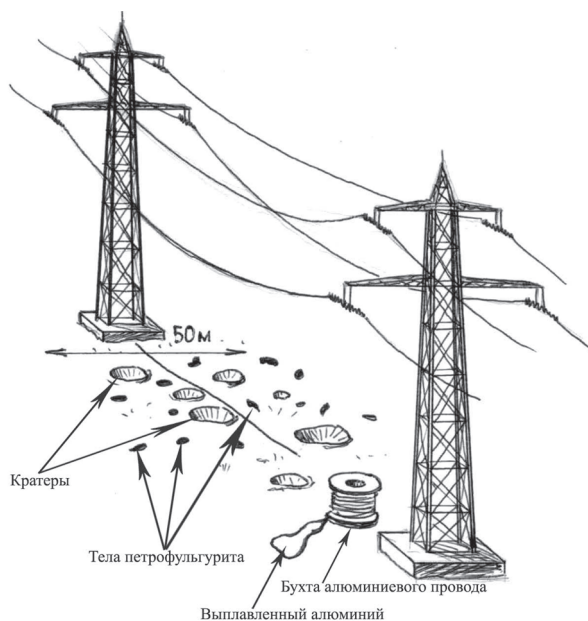


Таблица 1

**Состав исходной породы и петрофульгурита по данным  
приблизленно-количественного рентгено-флюоресцентного анализа**

| Компоненты                          | Содержание компонентов в % |                  |                  |
|-------------------------------------|----------------------------|------------------|------------------|
|                                     | Габбро-долерит             | Фульгурит, корки | Фульгурит, капли |
| SiO <sub>2</sub>                    | 51.2                       | 54.8             | 54.7             |
| TiO <sub>2</sub>                    | 1.7                        | 2.0              | 2.1              |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>      | 16.8                       | 14.3             | 13.9             |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ. | 16.0                       | 14.6             | 15.7             |
| MnO                                 | 0.2                        | 0.2              | 0.2              |
| MgO                                 | 4.9                        | 5.3              | 4.6              |
| CaO                                 | 8.3                        | 7.8              | 7.9              |
| K <sub>2</sub> O                    | 0.6                        | 0.8              | 0.8              |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>       | 0.2                        | 0.09             | 0.1              |
| SrO                                 | 0.04                       | 0.04             | 0.03             |
| ZrO <sub>2</sub>                    | 0.02                       | 0.02             | 0.03             |
| Сумма                               | 100.00                     | 100.00           | 100.00           |

**Примечание.** Без учета потерь при прокаливании и Na<sub>2</sub>O. Аналитик С. Т. Неверов

Таблица 2

## Результаты нейтронного активационного анализа габбро-долерита и фульгурита

| Образец          | Содержание элементов |           |            |           |           |           |            |           |            |            |            |            |           |           |
|------------------|----------------------|-----------|------------|-----------|-----------|-----------|------------|-----------|------------|------------|------------|------------|-----------|-----------|
|                  | La<br>ppm            | Ce<br>ppm | Pr*<br>ppm | Nd<br>ppm | Sm<br>ppm | Eu<br>ppm | Gd*<br>ppm | Tb<br>ppm | Dy*<br>ppm | Ho*<br>ppm | Er*<br>ppm | Tm*<br>ppm | Yb<br>ppm | Lu<br>ppm |
| Габбро-долерит   | 8.43                 | 21.0      | 3.02       | 14.6      | 4.82      | 1.4       | 6.13       | 0.95      | 5.42       | 1.2        | 3.27       | 0.47       | 2.54      | 0.42      |
| Фульгурит, корки | 17.7                 | 35.6      | 4.48       | 19.9      | 5.35      | 1.71      | 6.23       | 0.93      | 5.21       | 1.14       | 3.01       | 0.44       | 2.13      | 0.36      |
| Фульгурит, капли | 14.6                 | 32.1      | 4.0        | 18.2      | 5.05      | 0.59      | 6.4        | 0.96      | 5.32       | 1.19       | 3.08       | 0.44       | 2.26      | 0.37      |

| Образец          | Содержание элементов |        |           |           |         |           |           |           |           |         |           |           |           |           |           |           |
|------------------|----------------------|--------|-----------|-----------|---------|-----------|-----------|-----------|-----------|---------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
|                  | Na<br>%              | K<br>% | Rb<br>ppm | Cs<br>ppm | Ca<br>% | Sr<br>ppm | Ba<br>ppm | Sc<br>ppm | Cr<br>ppm | Fe<br>% | Cj<br>ppm | Ni<br>ppm | Se<br>ppm | As<br>ppm | Sb<br>ppm | Th<br>ppm |
| Габбро-долерит   | 1.51                 |        |           | 0.85      | 4.79    | 270       | 985       | 43.7      | 149.8     | 10.3    | 55.8      | 280       | 0.96      | 6.37      | 1.07      | 0.44      |
| Фульгурит, корки | 1.59                 |        |           |           | 4.23    | 640       | 165       | 41.8      | 128.2     | 10.1    | 48.3      |           | 3.52      | 5.67      | 0.62      | 3.1       |
| Фульгурит, капли | 1.54                 | 4.06   | 52.2      | 6.65      | 5.0     | 82        | 580       | 40.5      | 117.6     | 8.63    | 48.8      | 200       |           | 3.82      | 0.64      | 0.58      |

| Образец             | Содержание элементов |           |           |           |           |           |           |
|---------------------|----------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
|                     | U<br>ppm             | Br<br>ppm | Hf<br>ppm | Ta<br>ppm | Zr<br>ppm | Au<br>ppm | Ag<br>ppm |
| Габбро-долерит      | 2.4                  | 0.73      | 3.66      | 0.44      | 5         |           |           |
| Фульгурит,<br>корки | 4.35                 | 1.76      | 4.25      |           | 24        | 0.041     | 19.9      |
| Фульгурит,<br>капли | 1.96                 | 1.16      | 2.21      |           | 30        | 0.014     |           |

по сравнению с габбро-долеритом уменьшается содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , но увеличивается  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ . Из примесных элементов в фульгурите незначительно накапливаются элементы-гидролизаты La, Ce, Nd, Zr, а также Br. Выносятся Ba, As, Sb, Cr, Ni. Разная тенденция характерна для Sr, Eu, Se, Th и U. Так, стронций и европий накапливаются в массивном фульгурите, но вносятся из капель стекла. Селен, торий и уран также накапливаются в фульгурите, но содержания их в стекле остаются практически без изменения. Наконец, цезий резко накапливается в стекле (что известно и для вулканических стекол).

Установленные тенденции изменения состава норильского габбро-диорита в результате атмосферных электроразрядов на их поверхность характеризуются мгновенным локальным воздействием сверхвысоких температур и давлений [3], связаны с прохождением мишенью газовой стадии и объясняются дегазацией, последовательно-избирательным плавлением породы и несколько различающимися условиями застывания расплава стекол на скальной поверхности и в разбрасываемых каплях. Процессы фульгуритообразования сопровождаются восстановлением всех фаз до предельно восстановленного состояния. Подобные явления характерны для других импактных процессов.

Исследования проводились в рамках программ Президиума РАН «Окружающая среда в условиях окружающего климата. Экстремальные природные явления и катастрофы» и «Происхождение биосферы и эволюция гео-биологических систем».

### Литература

1. Лысюк А. Ю., Юргенсон Г. А., Юшкин Н. П. Новый тип геологических объектов — фитофульгуриты // ДАН, 2006. Т. 411, № 4. С. 510—513.
2. Аблесимов Н. Е., Цюрупа А. И., Липатов В. Г. Фазовые и элементные отношения при образовании фульгурита по базальту // Доклады АН СССР, 1986. Т. 290, № 6. С. 1454—1458.
3. Rakov V. A., Uman M. A Lighting: Physics and Effects. Cambridge University Press, 2003.

# ОСОБЕННОСТИ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ «СЫКТЫВКАР» И «ИЖМА»

А. Ш. Магомедова, В. В. Удоратин

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*asmagomedova@geo.komisc.ru, udoratin@geo.komisc.ru*

---

Изучению микросейсмического процесса, его структуры, основных типов составляющих его волн, выяснения их природы посвящены многочисленные работы. Это было вызвано, в первую очередь, необходимостью борьбы с помехами, которые осложняли регистрацию полезных сигналов. В настоящее время существует большое число гипотез о происхождении микросейсмических колебаний. Большинство исследователей придерживаются мнения, что микросейсмические колебания в диапазоне частот 0.1—0.5 Гц обязаны своим происхождением штормам на акваториях морей и океанов, являются откликом на воздействие стоячих волн на дно акваторий и названы в большинстве работ штормовыми микросейсмами. Большой интерес у исследователей вызывают колебания с частотой 1 Гц, поскольку совпадают с частотой полезного сигнала, однако источники таких сигналов остаются пока неясными. Исследовались также временные и пространственные вариации микросейсмических колебаний. Следует отметить, что в большинстве работ на ранних периодах исследований микросейсмический процесс рассматривался без значимой связи с геологическим строением. С конца 70-х годов все чаще обращается внимание на возможность использования особенностей микросейсмического процесса для решения геологических задач [1].

В настоящей работе изложены некоторые характерные особенности микросейсмического процесса, полученные на основе анализа сейсмологических наблюдений, проведенных в местах установки стационарных станций «Сыктывкар» (SYK) и «Ижма» (IZH), расположенных в Сыктывдинском и Ижемском районах Республики Коми. Выбран крупный промышленный город (г. Сыктывкар) и сельская местность (с. Бакур Ижемского района). В тектоническом отношении г. Сыктывкар располагается на северо-восточном окончании Сысольского свода Волго-Уральской антеклизы, а с. Бакур в пределах Ижма-Печорской моноклинали Печорской плиты.

Сейсмические станции SYK и IZH устанавливались на четвертичных отложения. Наблюдения проводились с помощью сейсмоприемников СКМ-3М и СМЗ-КВ в частотном диапазоне от 0.1—40 Гц. Исследования выполнялись в течение 4 лет (с 2006 по 2009 гг.) на станции IZH и в течение 6 лет (с 2004 по 2009 гг.) на станции SYK.

При исследовании сейсмического процесса нами использовался параметр, который отражает его свойства во временной и частотной облас-

ти, а также длительность временного интервала, в котором он устойчиво определяется. В качестве такого параметра был выбран уровень интенсивности микросейсмического процесса в определенном интервале времени и частотной области.

Для анализа спектрального состава микросейсмического поля исследовались записи сейсмических станций в интервале 15-и минут через каждые 3 часа. Процесс обработки сигнала проводился с помощью программы WSG (Windows Seismic Grafer).

В структуре микросейсмического фона в диапазоне основных частотных областей сейсмические колебания имеют разную интенсивность, по-разному изменяются во времени, специфически реагируют на природные факторы.

Частотный спектр на станции «Сыктывкар» представлен четырьмя областями: штормового микросейсма (0.1—0.6 Гц), спектрального минимума (0.6—2 Гц), среднечастотная (2—9 Гц) и относительно высокочастотная (10—17 Гц).

Городской фон представляет собой сложное единство трех компонентов природной среды, техногенных объектов и населения. Взаимодействия между этими компонентами весьма разнообразны и в целом определяют механизм формирования, и развития городской системы во времени.

При изучении микросейсмического фона в г. Сыктывкаре установилась суточная зависимость во времени с 6 часов утра до 23 часов ночи и с 23 часов ночи до 6 часов утра. В дневное время увеличивается интенсивность высокочастотной составляющей, а в ночное время стихает. Это хорошо видно и в выходные дни, где в основном присутствуют частоты 0.1—0.6 Гц и 2—9 Гц их интенсивность в эти дни не высокая. Это соответствует периодам активной деятельности человека, функционирования транспорта и промышленных объектов. Область штормового микросейсма, спектрального минимума, среднечастотная и высокочастотная проявляются на всех спектральных графиках. В зимние месяцы наиболее представительными являются колебания в диапазоне частот 0.1—0.6 Гц. Их интенсивность в несколько раз выше, чем в летний период.

В летнее время растет роль антропогенной нагрузки, в связи с этим увеличивается интенсивность высокочастотных составляющих микросейсмического процесса.

Частотный спектр на станции «Ижма» характеризуется среднечастотными (2—5 Гц), высокочастотными (10—17 Гц) составляющими, а также областями штормового микросейсма (0.1—0.4 Гц) и спектрального минимума (0.4—2 Гц).

Среднечастотная область проявляется на всех спектральных графиках, высокочастотная область появляется в основном в летний период. Область частот 0.1—0.4 Гц и 0.4—2 Гц также регулярно проявляется на записях станций. Уровень микросейсмического процесса в диапазоне 0.1—

0.4 Гц, 0.4—2 Гц и область среднечастотной составляющей имеют относительно невысокую интенсивность.

Так как сейсмостанция «Ижма» находилась в сельской местности, в относительно тихом месте, поэтому влияние техногенных объектов, активной деятельности человека низка.

Отмечается повышение уровня шума в летние месяцы и минимальными значениями в зимние месяцы.

Частотные спектры выделенных областей прослеживаются на двух станциях «Сыктывкар» и «Ижма». Интенсивность этих составляющих в основном растет летом, а зимой снижается. Высокочастотная область наблюдается на протяжении всех спектральных графиков станции «Сыктывкар», а «Ижма» только в летний период.

Вариации микросейсмического процесса на низких частотах одинаковы. На частотах, характеризующих минимум в спектре сигнала, не обнаруживается корреляция в изменениях его интенсивности по данным двух станций. Временные вариации микросейсмического фона в области более высоких частот отражают не только общие его черты в различных районах, где размещены сейсмические станции, но и специфику каждого из них, которая обусловлена отличиями, как в геологическом строении, так и в антропогенной нагрузке.

Известно, что микросейсмический шум оказывает заметное влияние на форму сейсмического сигнала. Поэтому высокая интенсивность микросейсмического процесса в области частот полезного сигнала не позволяет сейсмостанциям «Ижма» и тем более «Сыктывкар» в полной мере регистрировать слабые близкие землетрясения. Возникает необходимость перемещения станций в более тихие места.

### **Литература**

1. Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинимики Восточно-Европейской платформы / Под ред. Н. В. Шарова, А. А. Маловичко, Ю. К. Щукина. Кн. 1. Землетрясения. Петрозаводск, 2007. 381 с.

# МИНЕРАЛЫ ТЯЖЕЛОЙ ФРАКЦИИ МАЛОРУЧЕЙСКОЙ ТИТАНОНОСНОЙ ТОЛЩИ $D_2mr_1$ (СРЕДНИЙ ТИМАН)

Б. А. Макеев

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*mak@geo.komisc.ru*

Известно, что алмазоносная россыпь Ичетью ( $D_2pg$ ) является результатом переотложения и естественного обогащения более древних ниже лежащих россыпей, в том числе малоручейской титаноносной толщи ( $D_2mr_1$ ) [1]. В связи с этим нами были изучены минералы тяжелой фракции титаноносной россыпи, с целью их сравнения с изученными ранее минералами алмазоносного пласта Ичетью [6]. Схема опробования изученных объектов представлена на рис. 1.

Использовалась смешанная методика количественного минералогического анализа. Зерна минералов размерностью 0.25—1.0 мм разделялись на монофракции и взвешивались с помощью аналитических весов. Зерна размерностью меньше 0.25 мм подсчитывались объемно-весовым методом Кухаренко А. А. [2]. Содержания минералов (%) тяжелого шлиха, верхней части нижней пачки малоручейской титаноносной толщи следующие: лейкоксен (69), ильменит (16), сидерит (13), гетит (0.5), лепидокрокит (0.4), пирит (0.3), куларит (0.2), в единичных знаках встречаются анатаз, альмандин, магнетит, марказит, рутил, турмалин, флоренсит, хромшпинелид, циркон.

Диагностика минералов проводилась на рентгеновском дифрактометре Shimadzu XRD-6000 и фотометрическим методом в камере Дебая (аппарат АРОС). Состав минералов изучался на сканирующем электронном микроскопе JSM-6400 с энергодисперсионной приставкой Link (ISIS-300)



**Рис. 1.** Схема опробования алмазоносной россыпи Ичетью ( $D_2pg$ ) и малоручейской титаноносной россыпи ( $D_2mr_1$ )

**Расчетные параметры элементарной ячейки минералов тяжелой фракции  
малоручейской титаноносной толщи D<sub>2</sub>mg<sub>1</sub> (Средний Тиман)**

| Минерал      | Формула                                                                                                                                                                                                                                                                                   | a, Å          | b, Å        | c, Å          | β         |
|--------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------|-------------|---------------|-----------|
| Альмандин    | (Fe,Mn,Ca) <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> (SiO <sub>4</sub> ) <sub>3</sub>                                                                                                                                                                                                                  | 11.623±0.010  |             |               |           |
| Анатаз       | TiO <sub>2</sub>                                                                                                                                                                                                                                                                          | 3.789±0.007   |             | 9.50±0.03     |           |
| Гематит      | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                                                                                                                                                                                                                                                            | -             |             |               |           |
| Гетит        | (Fe,Mn)O(OH)                                                                                                                                                                                                                                                                              | 4.600±0.005   | 9.971±0.009 | 3.012±0.005   |           |
| Ильменорутил | TiO <sub>2</sub> +0.6% Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>                                                                                                                                                                                                                                     | 4.602±0.016   |             | 2.952±0.015   |           |
| Ильменит     | (Fe,Mn)TiO <sub>3</sub>                                                                                                                                                                                                                                                                   | 5.04±0.06     |             | 14.0±0.3      |           |
| Куларит      | (Ce,La,Nd,Th)PO <sub>4</sub>                                                                                                                                                                                                                                                              | 6.80±0.04     | 6.98±0.04   | 6.46±0.06     | 103.6±0.7 |
| Лейкоксен    | TiO <sub>2</sub> +(30 - 40)% SiO <sub>2</sub>                                                                                                                                                                                                                                             | 4.5923±0.0004 |             | 2.9573±0.0006 |           |
| Лепидокрокит | FeO(OH)                                                                                                                                                                                                                                                                                   | 3.88±0.03     | 12.62±0.04  | 3.05±0.03     |           |
| Марказит     | FeS <sub>2</sub>                                                                                                                                                                                                                                                                          | 4.453±0.017   | 5.399±0.008 | 3.396±0.012   |           |
| Пирит        | FeS <sub>2</sub>                                                                                                                                                                                                                                                                          | 5.413±0.003   |             |               |           |
| Сидерит      | (Fe,Mn)CO <sub>3</sub>                                                                                                                                                                                                                                                                    | 4.689±0.004   |             | 15.36±0.02    |           |
| Турмалин     | Na(Fe,Mn) <sub>3</sub> Al <sub>6</sub> B <sub>3</sub> Si <sub>6</sub> O <sub>27</sub> (OH) <sub>4</sub>                                                                                                                                                                                   | 15.93±0.04    |             | 7.20±0.02     |           |
| Флоренсит    | (Ce <sub>0.32</sub> ,Sr <sub>0.23</sub> ,La <sub>0.20</sub> ,Ca <sub>0.14</sub> ,Nd <sub>0.08</sub> ,Pr <sub>0.02</sub> ,Th <sub>0.01</sub> ,Sm <sub>0.002</sub> )Al <sub>3</sub> [(PO <sub>4</sub> ) <sub>1.88</sub> (SO <sub>4</sub> ) <sub>0.12</sub> ] <sub>2</sub> (OH) <sub>6</sub> | 6.995±0.013   |             | 16.31±0.14    |           |
| Хромит       | (Fe,Mg)(Cr,Al) <sub>2</sub> O <sub>4</sub>                                                                                                                                                                                                                                                | 8.303±0.015   |             |               |           |
| Циркон       | ZrSiO <sub>4</sub>                                                                                                                                                                                                                                                                        | 6.623±0.016   |             | 6.023±0.019   |           |



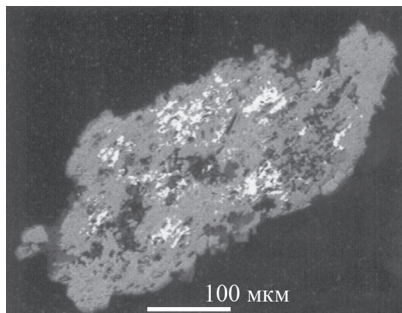
и на рентгенофлуорисцентном энергодисперсионном анализаторе MESA 500W (HORIBA). Параметры элементарной ячейки минералов, рассчитанные с помощью программы Unitcell, приведены в таблице. Рентгенофазовым анализом обнаружены включения кварца в ильмените, лейкоксене, анатазе, марказите и пирите. В качестве примазки сидерит встречается на пирите, марказите, кварце. Гетит встречен в лепидокроките, на марказите и на сидерите. В глинистой фракции диагностированы гематит, слюда и хлорит.

Впервые обнаруженный флоренсит в малоручейской титаносодержащей толще аналогичен по составу редкоземельным алюмофосфатам, изученным на алмазах россыпи Ичетью [3].

Флоренсит развивался по редкоземельному торийсодержащему фосфату кулариту, об этом свидетельствуют реликты этого минерала в центральной части зерен флоренсита из малоручейской титаносодержащей россыпи (рис. 2).

Ранее нами была выявлена связь торийсодержащих минералов и радиационных Н4-дефектов на поверхности алмазов россыпи Ичетью [5]. Радиационные Н4-дефекты можно увидеть с помощью цветной катодолюминисценции на поверхности алмазов россыпи Ичетью в виде желто-зеленых гало [4]. Такие своеобразные следы могли быть оставлены торийсодержащими куларитом и флоренситом. Из вышесказанного можно сделать вывод, что флоренсит может быть использован в качестве вторичных минералов-индикаторов алмаза.

Качественное совпадение минералов изученных объектов составляет 47 %, что указывает на то, что нижняя малоручейская пачка  $D_2mg_1$  могла быть одним из промежуточных коллекторов, размыв которой мог формировать тяжелый шлих алмазосодержащей россыпи Ичетью, по крайней мере, в отношении титансодержащих минералов.



**Рис. 2.** Полированная поверхность зерен флоренсита красноцветной толщи титаносодержащей россыпи ( $D_2mg_1$ ). Светлые участки — реликты монацита, серые — флоренсит, черные — включения кварца

## Литература

1. Дудар В. А. Геологическое строение и условия формирования россыпей Вымской гряды. Автореферат дисс. ... к. г.-м. н. Сыктывкар: Геопринт, 2002. 20 с.
2. Кухаренко А. А. Минералогия россыпей. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 318 с.
3. Макеев А. Б., Дудар В. А. Минералогия алмазов Тимана. СПб.: Наука, 2001. 336 с.

4. *Макеев А. Б., Филиппов В. Н., Обыден С. К. и др.* Минералогическая характеристика Бразильских карбонадо из штатов Байя и Минас Жерайс // Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона: Материалы Всероссийского совещания Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2001. С. 162—165.

5. *Макеев Б. А., Исаенко С. И.* Происхождение Н4-дефектов на алмазах россыпи Ичетью // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 11-й научной конференции Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2002. С. 112—114.

6. *Макеев Б. А.* Сравнительный минералогический анализ тяжелой фракции современных отложений Четласского камня и алмазоносного проявления Ичетью // Структура и разнообразие минерального мира. Материалы международного минералогического семинара Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2008. С. 168—170.

# КАЛЬЦИТОВЫЕ РАЗНОВИДНОСТИ В АЛМАЗОНОСНЫХ КАРБОНАТИТАХ МОНТАНА БЛАНКА (КАНАРСКИЙ АРХИПЕЛАГ, ИСПАНИЯ)

А. Н. Мингалёв  
ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

---

Алмазоносные разновидности карбонатитов были выявлены недавно и в связи с этим в последнее десятилетие к карбонатитам проявляется достаточно большой интерес среди исследователей. Находки алмазов в карбонатитах на сегодняшний день имеются только в двух объектах — Чагатайский карбонатитовый комплекс (Узбекистан) [1, 2] и карбонатиты о. Фуэртевентура (Канарский архипелаг, Испания) [3].

Нами были исследованы образцы карбонатитов района Монтана Бланка (о. Фуэртевентура). Особенностью пород данного района является их алмазоносность, которая была выявлена в ходе международной научно-исследовательской работы [3, 4]. Карбонатиты данного объекта представлены практически мономинеральной карбонатной породой состоящей преимущественно из кальцита [5].

При проведении минералого-петрографических работ было установлено то, что карбонатиты по своему характеру и составу неоднородны и отличаются друг от друга по структурно-текстурным признакам. Выявлено, что они имеют относительно разный состав, структуру и размер зёрен кальцита. В небольших количествах в породе присутствует апатит, эпидот, гематит, гидрогетит и микроскопические включения рудных минералов, которые расположены в основном по трещинам и в виде вкрапленников, равномерно рассеянных по зёрнам кальцита. Породы в основном имеют массивную текстуру и средне-, крупно- и гиганто-аллотриоморфнозернистую структуру с элементами гипидиоморфнозернистой. В ходе исследований были выделены три генерации кальцита.

К первой генерации мы отнесли крупнокристаллический кальцит, составляющий основную массу породы. Ко второй — относительно мелкозернистый кальцит, находящийся, главным образом, в виде цепочек между зёрен кальцита первой генерации. Третья генерация представлена мелкокристаллической массой, которая расположена на границе между вмещающей породой и карбонатитом, образуя зону экзоконтакта.

Ещё одной особенностью этих пород является практически полное двойникование кальцита, которое может быть свойственно только тектоническим затронутым разностям. Исключением является лишь кальцит поздней генерации, который не проявляет данного признака.

Таким образом, на основе полученных данных мы пришли к выводу, что кальцит 1-й и 2-й генераций образовался на магматической стадии

формирования карбонатита, а кальцит 3-й генерации представляет собой результат постмагматических изменений.

*Автор выражает благодарность Т. Г. Шумиловой за предоставленный для исследований материал.*

### **Литература**

1. *Диваев Ф. К.* Чагатайский трахит-карбонатитовый комплекс южного Нуратау / Автореферат кандидатской диссертации. Ташкент: Академия наук Республики Узбекистан, 2000. 25 с.

2. *Диваев Ф. К.* Чагатайский комплекс карбонатитов — новый тип магматических пород Узбекистана // Узб. геол. журн., 1996. № 6. С. 32—42.

3. *Шумилова Т. Г.* Находка алмазов и графитоподобного вещества в карбонатитах о. Фуэртевентура, Испания // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2005. № 10. С. 17—18.

4. *Шумилова Т. Г.* Карбонатиты острова Фуэртевентура (Канарский архипелаг, Испания) как особый тип алмазоносных пород / В кн.: Проблемы геологии и минералогии // Отв. Ред. А. М. Пыстин. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 248—261.

5. *Шумилова Т. Г., М. Муноз, К. де Игнасио, Х. Сагредо, А. Н. Мингалёв* Минералогия кальцита карбонатитов Монтана Бланка (о. Фуэртевентура, Канарский архипелаг, Испания) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2008. № 3. С. 10—11.

# ПРОЦЕСС ВЫТЕСНЕНИЯ НЕФТИ В ПОРИСТЫХ СРЕДАХ

А. С. Могутов

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*mogutov@inbox.ru*

По мере выработки нефтегазовых месторождений закономерно снижается технологическая эффективность традиционных методов повышения нефтеотдачи пластов. Поэтому для интенсификации выработки остаточных трудноизвлекаемых запасов углеводородного сырья необходимы дальнейшее совершенствование и разработка методов более эффективного воздействия на призабойную зону добывающих и нагнетательных скважин и межскважинное пространство. В геолого-промысловых условиях поздней и завершающей стадий разработки нефтегазовых месторождений все большую значимость на добычу нефти оказывают физико-химические процессы изменения фазовых отношений подвижности нефти и воды в проницаемых средах призабойной зоны [1].

Анализ молекулярно-поверхностных нанопроцессов на границах раздела фаз в пористых средах привёл к выводу об определяющей роли капиллярного гистерезиса в процессах вытеснения нефти в пористых средах. Величина капиллярного гистерезиса зависит от смачивающих свойств поверхности пород (определяемых зарядовыми взаимодействиями), шероховатости твёрдой поверхности и её и химической неоднородности [2].

С учётом этого можно сформулировать закономерность вытеснения нефти в пористых средах, заключающуюся в том, что при вытеснении нефти из пласта путём нагнетания в него водного раствора нефть диспергируется на отдельные части (агрегаты, кластеры), распределение которых по размерам определяется капиллярным гистерезисом в системе нефть-вода-порода. При этом в гидрофильной и гидрофобной среде капиллярный гистерезис направлен против движения вытесняемой нефти.

Отличие физико-химического (наноразмерного) подхода от чисто гидродинамического в том, что гидродинамический рассматривает процессы в пористых телах на базе механики сплошных сред, а физико-химический — на основе представлений о дисперсном наноразмерном состоянии пористых тел, которое и определяет специфику и механизм массообменных процессов. Физико-химический подход базируется на анализе физико-химических наногидродинамических процессов переноса газа, жидкостей и их паров в поровом пространстве. Действующее здесь поле поверхностных сил не только изменяет свойства флюида, но и влияет на кинетику массообменных процессов. В свою очередь, зависимость сил, действующих между частицами пористого тела, от состояния флюида приводит к тому, что в ходе процессов переноса может меняться пористая структура [2].

Нефтяной пласт представляет собой высокодисперсную систему с большой поверхностью границ раздела фаз и огромным количеством капиллярных каналов, в которых движутся жидкости, образующие мениски на границе раздела фаз. Механизм перемещения нефти в пласте и её извлечение, во многом, определяется молекулярно-поверхностными процессами (нанопроцессами), протекающими на границах раздела фаз (породообразующие минералы — насыщающие пласт жидкости и газы — вытесняющие агенты) [3].

Для повышения эффективности методов интенсификации добычи нефти применяются различные вещества, в том числе и модифицированный дисперсный кремнезем [1]. Он представляет собой смесь неорганических соединений — не больше 10 % и кремнийорганического сополимера диметилсилоксана и диэтоксисилоксана, составляющего основную массу порошка [4]. Соплимер, содержит в своем составе атомы кислорода, обладающие некоторой избыточной электронной плотностью, и гидрофобные группы из метильных и этильных радикалов, образующие как бы гидрофобную шубу и сильно экранирующие атомы кремния и кислорода. Именно поэтому порошок имеет выраженные водо- и кислотоотталкивающие свойства. В результате чего происходит снижение значения параметра смачиваемости, причем наибольшая гидрофобизация порового пространства происходит в самых гидрофильных образцах, образцы с промежуточной смачиваемостью становятся гидрофобными, гидрофобные образцы остаются гидрофобными. Это доказывает, то что обработка порового пространства модифицированным дисперсным кремнеземом приводит к изменению его степени смачиваемости в сторону гидрофобизации [1].

### **Литература**

1. Новые технологии обработки призабойной зоны пластов с применением модифицированного дисперсного кремнезёма «Кварц» / Хусаинов В. М., Хаминов Н. И., Гумаров Н. Ф. и др. // ХИМИЯ НЕФТИ И ГАЗА: Материалы V Международной конференции. Томск: Издательство Института оптики атмосферы СО РАН, 2003. 630 с.
2. Хавкин А. Я. Нанотехнологии в добыче нефти и газа. М.: Компания Спутник+, 2008. 149с.
3. Чураев Н. В. Физико-химия процессов массопереноса в пористых средах // М., 1900. 272 с.
4. Патент РФ № 2152903 «Способ получения модифицированного дисперсного кремнезема»

# МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ НА РАННЕЙ СТАДИИ МЕТАМОРФИЗМА (ГРИДИНСКИЙ КОМПЛЕКС, КАРЕЛИЯ)

А. А. Моргунова  
ИЭМ РАН, Черноголовка  
[almor@iem.ac.ru](mailto:almor@iem.ac.ru)

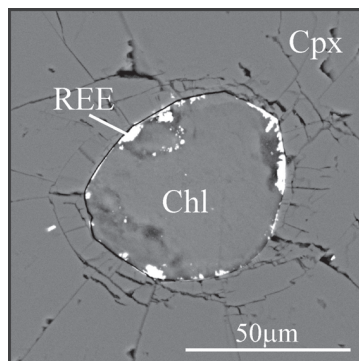
Резкое сокращение высокobarных комплексов на рубеже Нео- и Мезо-протерозоя (>1 млрд лет.) нередко связывается с изменением характера тектоники плит. Особенности наиболее древних плейт–тектонических процессов позволяют восстановить исследования соответствующих эклогитовых комплексов. Одним из самых древних на земле является Гридинский комплекс (возраст >1.8 млрд лет) в Карелии, представляющий тектоническую пластину северо-западного простирания, прослеживающуюся в прибрежной полосе и на о-вах Белого моря до 50 км при ширине 6—7 км. Основной объём комплекса составляют мигматизированные гнейсы, содержащие фрагменты (обломки) пород различного размера и состава. В обломках резко преобладают породы основного состава — метабазиты (эклогиты и амфиболиты), реже присутствуют метаультрамафиты, мраморы, цоизитовые и скаполитовые породы [1]. При исследованиях Гридинского комплекса основное внимание уделялось эклогитам. В данной работе рассматриваются петрологические и минералогические характеристики ассоциирующих с эклогитами метаультрамафитов — ортопироксенитов и гранат-двупироксеновых пород — с целью восстановления их тектонометаморфической эволюции.

*Гранат-двупироксеновая порода* образует овальное тело размером 4×5 м на о-ве Высокий, находящееся в толще амфибол-биотитовых гнейсов. Порода темно-зеленого цвета, среднезернистая, с порфиризовидными выделениями крупного розового граната. Структура гетеробластовая, участками гранобластовая. Порода сложена гранатом, клино- и ортопироксенами. Для регрессивной стадии характерна амфиболизация, реже наблюдается замещение пироксенов гранат-ортопироксен-амфиболовыми симплектитам. Регрессивные преобразования сильнее проявлены в краевых частях тела, лишь отчасти затрагивая его центральную область. В ядрах порфириобластов граната находятся включения хлорита, ассоциирующего с фазой, обогащенной РЗЭ, иногда встречается Mg-кальцит, в краях находятся включения клинопироксена и амфибола. Центры крупных зерен граната ( $X_{Mg} \sim 0.48$ ,  $X_{Ca} \sim 0.17$ ) отличаются по составу от краевых частей, которые в свою очередь схожи с гранатом из симплектитов ( $X_{Mg} \sim 0.44$ ;  $X_{Ca} = 0.16$ ). Для граната характерно высокое содержание марганца ( $MnO \sim 2.54$  вес. %), что нехарактерно для граната из мантийных перидотитов. Клинопироксен образует неправильной формы крупные кристаллы, они имеют авгитовый состав и невысокое содержание жадеи-

тового минала ( $X_{\text{Jd}} \sim 0.04$ ). Ортопироксен формирует крупные до 6 мм кристаллы ( $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.9\text{—}1.5$  вес. %), но находится также во вторичных симплектитах. Клино- и ортопироксены однородны по составу, содержат включения хлорита, амфибола, апатита, ильменита, магнетита, циркона и другого пироксена. Амфиболы в матрике представлены магнезиальной роговой обманкой и тремолитом. Хлорит встречается только во включениях в гранате, клино- и ортопироксене, в ассоциации с редкоземельной фазой, зачастую располагающейся по периферии включения. Вокруг включений хлорита всегда образуются радиальные трещины, а иногда и концентрические (рис. 1). Хлорит представлен специфической для метасоматических пород разновидностью — диабантитом.

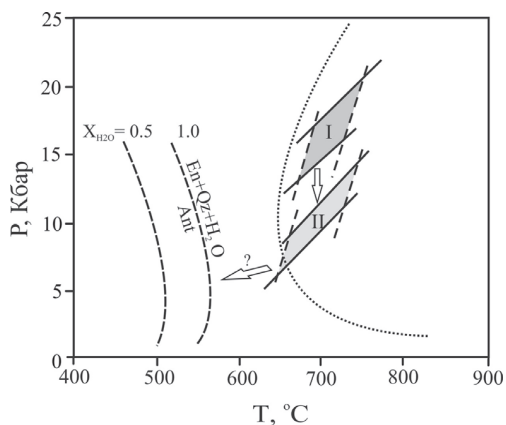
*Ортопироксениты* встречаются на острове Избная Луда в виде будин от 5 до 40 см в поперечнике в амфибол-биотитовых гнейсах. Порода массивная, гигантокристаллическая. Кристаллы ортопироксена ( $\text{Al}_2\text{O}_3 = 1.07\text{—}1.61$  вес. %,  $X_{\text{Mg}} = 0.74\text{—}0.77$ ) размером до 15 см содержат большое количество включений биотита, амфибола и кварца. Амфибол представлен магнезиальной роговой обманкой и антофиллитом. Последний зачастую окаймляет роговую обманку и/или кварц. Помимо твердых минеральных включений ортопироксен содержит множество флюидных первично-вторичных включений, цепочки которых прерываются на границе с минеральными включениями.

Использование сосуществующих граната и ортопироксена в качестве сенсоров температуры и давления [2, 3] показало, что формирование гранат-двупироксеновой породы происходило при температуре  $T = 670\text{—}750^\circ\text{C}$  и давлении  $P = 14\text{—}20$  кбар. Стадия образования симплектитов связана с декомпрессией и отвечает  $T = 640\text{—}740^\circ\text{C}$  и  $P = 6\text{—}14$  кбар (рис. 2). В ортопироксените сенсоры  $P\text{—}T$  условий пика метаморфизма отсутствуют. Тем не менее, обнаруживаются отдельные фрагменты регрессивной эволюции. Так минеральное равновесие  $\text{En} + \text{Qz} + \text{H}_2\text{O} = \text{Ant}$ , рассчитанное с помощью программы TWQ [4], показывает, что предел стабильности антофиллита (при  $X_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ ) не превышает значение температуры  $570^\circ\text{C}$  (рис. 2), т. е. при  $P\text{—}T$  условиях пика метаморфизма антофиллит должен разлагаться с образованием энстатита и кварца. Реакционные соотношения указывают на смещение данного равновесия в сторону антофиллита, что свидетельствует о его регрессивной природе. Судя по многочисленным цепочкам флюидных включений



**Рис. 1.** Включение хлорита и РЗЭ фазы в клинопироксене. Отметим радиальные и концентрические трещины вокруг включения. Изображение в отраженных электронах





**Рис. 2.** Обобщенная Р–Т эволюция метаморфизма метуальтрамафитов. I и II — пик метаморфизма и регрессивная стадия, соответственно. Линии: сплошные — Gr–Орх барометрия; пунктирные — Gr–Орх термометрия; точечная — водный солидус габбро

в ортопироксене, источник флюида находился вне проницаемого для флюида кристалла.

Протолитом рассматриваемых пород, вероятно, служили интрузивные магматические породы, нередко ассоциирующие с габброидами и анортозитами в ремобилизованных гнейсовых комплексах. Минеральные включения показывают, что породы были интенсивно переработаны задолго до эклогитового метаморфизма. Так, ортопироксенит формировался на прогрессивном этапе метаморфизма по амфиболиту. Гранат-двупироксеновая порода была образована на проградном этапе метаморфизма по хлорит-содержащему метасоматиту. Этот процесс сопровождался интенсивной дегидратацией, что могло способствовать частичному плавлению породы, находящейся выше водного солидуса габбро (рис. 2). Видимые следы плавления в матриксе отсутствуют. Тем не менее, плавление проявлено на микроуровне. Включения хлорита обладают признаками, которые трудно объяснить с позиций твердофазовой эволюции: 1) специфическая форма; 2) наличие радиальных и концентрических трещин; 3) закономерное распределение фазы, обогащенной РЗЭ, по периферии вакуолей.

Таким образом, проведенные исследования показали, что метуальтрамафиты имеют сложную историю преобразований, в ходе которой неоднократно менялся минеральный парагенезис. Восстановленные Р–Т параметры свидетельствуют о том, что эти породы можно считать синметаморфическими с ассоциирующими с ними эклогитами.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант №09-05-01217).*

### **Литература**

1. Володичев О. И., Слабунов А. И. и др. Архейские эклогиты Беломорского Подвижного Пояса, Балтийский щит // Петрология, 2004. Т. 12. С. 609—629.
2. Harley S. L. The solubility of Alumina in Orthopyroxene Coexisting with Garnet in  $\text{FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$  and  $\text{CaO-FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$  // Journal of Petrology, 1984. V. 25. P. 665—696.
3. Brey G. P and Kohler T. Geothermometry in Four-phase Lherzolites II. New Thermobarometers, and Practical Assessment of Existing Thermobarometers // Journal of Petrology, 1990. V. 31. P. 1353—1378.
4. Berman R. G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // Canadian Mineralogist, 1991. V. 29. P. 833—855.

# **ПЕТРОГРАФИЯ АЛЬБИТИТОВ ЮНЬЯГИНСКОГО УЧАСТКА ВОЙКАРО-СЫНЬИНСКОГО МАССИВА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)**

**Д. Ю. Перевозчиков**

**ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар**

*Geodensyktisu@mail.ru*

Петрографическая характеристика ультрабазитов и развитых в них жильных альбититов и жадеитов является актуальной задачей, имеющей важное научное значение для исследования закономерностей генезиса жадеита, а так же для постановки в дальнейшем эксперимента по синтезу данного минерала в лабораторных условиях, так как вопрос о влиянии температуры, давления и химизма среды на образование жадеита изучен пока не полностью.

В пределах Войкарского офиолитового пояса, расположенного на Полярном Урале, выделяется Войкаро-Сыньинский массив, сложенный породами ультраосновного состава. В поле ультрабазитов развиты жильные породы, представленные альбититами и пироксенитами, среди которых можно наблюдать разности, обогащенные жадеитом (жадеитит), происхождение которого связывается с гидротермально-метасоматическими процессами [1, 3].

Структурное положение зон ультраосновных пород свидетельствует об их формировании в процессе выведения океанической коры на окраину континента. Поэтому, по мнению Савельева А. А., Котельникова В. Г., Шишкина М. А. и других исследователей, с этим этапом и связано появление в ультрабазитах во фронтальной части аллохтона жил плагиогранитов и производных от них жил альбититов и жадеититов, образованных путем многостадийного процесса натрового метасоматоза [1, 2, 4].

На северо-восточной окраине Войкаро-Сыньинского массива выделяется Юньягинский участок, расположенный между реками Правая и Левая Юньяга. Породы участка представлены дунитами и альбититами, так же встречаются жилы альбит-актинолитового и талькового состава с ксенолитами вмещающих их дунитов.

Дуниты являются массивными, реже рассланцованными и раздробленными, средне- скрытокристаллическими породами от зеленовато-серого до черного цвета, в различной степени серпентинизированными. По выветрелым поверхностям развиты желто-бурые корочки, мощностью 1.0—3.0 см с выступающими на ее поверхности зернами хромита. Наблюдаются множество зеркал скольжения, мощностью до 1.0 см, выполненные серпентином. Иногда отмечается неравномернозернистая очковая текстура, при которой хорошо диагностируются зерна оливина.

Серпентиниты по внешнему виду похожи на серпентинизированные дуниты, так как связаны с ними постепенными переходами. Однако, боль-

шинство типичных серпентинитов имеют характерные отличительные особенности: плотное массивное, реже сланцеватое строение, зеленовато-черный, черный цвет и наличие многочисленных зеркал скольжения.

Альбититы — светло-серые, иногда белые, полупрозрачные, массивные, реже рассланцованные, гиганто-, крупно-, среднекристаллические (кристаллы размером до двух см и более) породы. В альбитите можно наблюдать крупные пластинки биотита и флогопита, размером до одного и более см. Изредка в породе образуются кавернозные пустоты между отдельными кристаллами альбита. Часто на контакте с ультрабазидами в альбитите образуются минеральные агрегаты амфибола (актинолит-тремолита) и талька, вследствие чего порода становится более хрупкой.

Наблюдаются как резкие (тектонические) контакты альбититов и дунитов, так и постепенные переходы через актинолититы и талькиты.

Породы имеют следующие петрографические особенности.

В дуните под микроскопом проявляются панидиоморфнозернистая, петельчатая и сетчатая структура, причем, последние характерны для серпентинизированных разностей. В целом, дунит в значительной степени серпентинизирован.

Минералогический состав дунита: оливин — 20—70 %, серпентин — 5—70 %, небольшое количество пироксена (энстатит и диопсид) и амфибола (актинолит-тремолит) — до 5 %, единичные знаки рудных минералов (хромшпинелиды и тонкораспыленный магнетит).

В альбитите выявляется гипидиоморфнозернистая, панидиоморфнозернистая, идиоморфнозернистая структура, а также структуры микростресса. Панидиоморфная структура характерна для разностей альбитита на контакте с ультрабазидами.

Минералогический состав альбитита прост: альбит — 80—97 %, амфибол (тремолит-актинолит) — до 10—15 %, флогопит и биотит — до 5 %, цоизит — единичные зерна.

Изученные породы имеют следующие геохимические характеристики (см. таблицу). Альбитит и дунит имеют одинаковые содержания цинка и фосфора; в альбитите в два раза ниже содержания хрома и никеля, чем в дунитах и значительно выше содержания титана, стронция и бария.

Повышенные содержания хрома и никеля в альбитите, предположительно, связаны с метасоматическими процессами заимствования этих элементов, не характерных для альбититов, во время внедрения жил в гипербазиты.

Из вышеприведенного видно, что породы ультрабазитового и альбититового комплексов Войкаро-Сыньинского массива характеризуются разнообразными взаимоотношениями. Так дуниты, рвущиеся жильными телами альбититов, образуют преходные породы различного химического и минерального состава, что связано с метасоматозом как в самих ультрабазидах, так и в кислых породах. Длительные преобразования выз-

**Результаты спектрального полуколичественного анализа (n·10<sup>-3</sup> %)**

|          | Mn    | Ni    | Co  | Ti    | V    | Cr     | Mo   | Cu   | Zn   | Ga   | Sc   | P     | Sr    | Ba    |
|----------|-------|-------|-----|-------|------|--------|------|------|------|------|------|-------|-------|-------|
| Альбитит | 54.45 | 40.01 | 3.5 | 46.65 | 2.3  | 51.55  | 0.3  | 4.65 | 5.05 | 0.87 | 0.65 | 25    | 93    | 38.55 |
| Дунит    | 79.85 | 90.76 | 5.3 | 10.32 | 1.06 | 103.64 | 0.42 | 5.06 | 8.68 | 0.08 | 0.35 | 43.94 | 20.45 | 11.58 |

Примечание. Альбитит — среднее по 20 пробам, дунит — по 66 пробам.

вали появление таких пород как серпентиниты, актинолититы и талькиты. В составе альбититов так же наблюдаются не характерные элементы, такие как хром и никель, заимствованные из гипербазитов.

### **Литература**

1. *Добрецов Н. Л.* Жадеит как индикатор высоких давлений // Петрографические формации и проблема их генезиса. Материалы XXII Международного геологического конгресса. М.: Недра, 1965.
2. *Котельников В. Г.* Отчет по проекту «Поисковые работы на хромиты Хойлинской площади Полярного Урала». ФГУ «ТФИ по РК» (Сыктывкар). 2006.
3. *Савельев А. А., Савельева Г. Н. и др.* Отчет по проекту «Геологическое строение территории листов Q-41-45-В (г) и Г (отчет Пайорской ГПСР по работам масштаба 1:50000 в 1965 г.)». ФГУ «ТФИ по РК» (Сыктывкар). 1966.
4. *Шишкин М. А.* Государственная геологическая карта Российской Федерации, масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Уральская серия: лист Q-41 (Воркута). Объяснительная записка (МПР РФ, Федеральное агентство по недропользованию, ФГУП «ВСЕГЕИ», ЗАО «МИРЕКО», ФГУП «ЗапСибГеоНАЦ»). СПб.: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ. 2005.

# ПРИЧИНЫ И УСЛОВИЯ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ ГОРНЫХ ПОРОД

М. М. Петров, А. И. Сивцев

ИПНГ СО РАН, Якутск

*mikha82@rambler.ru*

Повсеместное обнаружение надвиговых дислокаций прилегающим к горно-складчатым сооружениям территориям явилось основанием для появления различных предположений об их механизме формирования.

Проблема причин и механизмов формирования покровно-надвиговых структур рассматривалась многими исследователями, однако единого мнения по данной проблеме пока не имеется.

Наиболее популярным в настоящее время остается предположение об их возникновении за счет тангенциального сжатия в рамках геосинклинальной или глобальной плитной гипотезы.

В то же время, заслуживает особого внимания вопрос об обязательных геологических условиях механизма формирования крупноамплитудных надвигов для выяснения их природы.

Незначительные перемещения по надвигам постоянно появляются в сложнодислоцированных толщах. Для возникновения крупноамплитудных надвигов и шарьяжей, как показывают исследования во многих регионах, обязательно существование перед фронтом горного сооружения глубокопрогнутой депрессии, компенсированной осадочными или вулканогенно-осадочными породами. Так основание (фундамент) миогеоклинальных прогибов прослеживается под надвиговым поясом в ненарушенном виде. В большинстве изученных надвиговых поясов автохтон представляет собой моноклираль, погружающуюся в сторону горно-складчатого сооружения под углом 1—5°, иногда до 10°. «Линейность» поверхности автохтона (фундамента) сохраняется, несмотря на активные вертикальные неотектонические движения на поверхности. В такой геологической ситуации находятся крупноамплитудные пологие надвиги и шарьяжи перед фронтом Урала, Верхоянья, Аппалачей, Скалистых гор, Кордильер, Альп и др. Следует подчеркнуть, что с другой стороны от перечисленных горных сооружений, где нет глубоких депрессий с соответствующим породным wypełнением, нет и крупноамплитудных пологих надвигов и шарьяжей.

Вышеуказанное явление является, очевидно, неслучайным. По нашему мнению, существует право на рассмотрение, как один из факторов дестабилизации горных пород приводящий как вертикальному, так и латеральному их передвижению, фактор вымывания солей из осадочного чехла при циркуляции подземных вод. Известно, что в осадочных бассейнах существуют области питания и области разгрузки подземных вод по пористым пластам.

В качестве полигона наших представлений рассмотрим территорию Предпатомского регионального прогиба, Ньюско-Джербинскую впадину, где были выявлены неоднократно повторяемые интервалы в стратиграфическом разрезе. Взбросо-надвиговые дислокации условно выделены на Улугурской (скв. 289-1), Борулахской (скв. 276-1) и Отрадинской (скв. 314-2, 242-0) площадях. На последней из них наличие надвигов согласовывается с результатами интерпретации данных сейсморазведки.

Осадочный чехол без четвертичных отложений в пределах Ньюско-Джербинской впадины представлен рифейскими, вендскими, кембрийскими и, несущественными по толщине, ордовикскими, силурийскими и юрскими отложениями.

Рифейские и вендские отложения имеют в основном терригенно-карбонатный состав. Соленосные осадки мощностью до 172 м, пока достоверно установлены, лишь в низах верхневендской толщи в составе верхнебюкской подсвиты (торсальская пачка).

Предполагаемая максимальная суммарная толщина рифейских отложений в погруженных частях впадины оценивается примерно 5 км. Кембрийские отложения присутствующие всеми тремя отделами оцениваются общей толщиной в 2 км. Верхняя часть разреза сложенная ордовикскими силурийскими и юрскими отложениями колеблется в разных участках впадины от 0 до 800 м.

Так наблюдениями Гайдука В. В. [1] установлено, что в зоне сочленения Ньюско-Джербинской впадины с Байкало-Патомской складчатой областью в тинновской и низах толбачанской свит, встречаются пласты кавернозных карбонатов с пористостью до 17 %. Гайдук В. В. утверждает, что кавернозность катагенетическая, о чем свидетельствуют каемки новообразованного кристаллического доломита вокруг пор, а также отсутствие каких-либо признаков выветривания. Взаимозалегание высокопористых карбонатных отложений с соленосными пластами может обусловить осязаемое вымывание (растворение) соляных осадков в сторону разгрузки подземных вод. Например, в сторону частично ограниченной в среднепалеозойское время, Кемпендйской впадины, где накоплены мощные пласты верхнедевонских солей. В свою очередь, осязаемое в геологическом разрезе вымывание соляных пластов венда и нижнего кембрия могут обуславливать перераспределение структурных планов вышележащих пород в пределах Ньюско-Джербинской впадины.

Похожего мнения придерживались С. М. Замараев [2] и Л. И. Салоп [3], которые причиной образований таких «сорванных складчатостей» связывали с гравитационным тектогенезом. Хотя они делали акценты на разнице плотностей и пластичных свойств соляных пластов.

В пользу возможности вымывания солей пластовыми флюидами можно привести факты резкого увеличения содержания хлористых солей в нефтях Среднеботубинского, Талаканского и Ирялехского месторождений при проведении ОПЭ в 2000—2002 гг.



Также общеизвестны факты галитизации пустотного пространства пород-коллекторов продуктивных горизонтов в пределах Непско-Ботуобинской антеклизы. Так исследованиями ОАО «Саханефтегаз» и ИПНГ СО РАН установлено, что в отдельных образцах керна осинского горизонта Талаканского месторождения кристаллическим галитом занято до 50 % объема пустотного пространства.

Таким образом, при благоприятных литологических и тектонических условиях, залегающий выше соляных пластов осадочных чехол может легко ползти в сторону разгрузки подземных вод по образующемуся постепенно наклону.

### **Литература**

1. *Гайдук В. В., Прокопьев А. В.* Методы изучения складчато-надвиговых поясов. Новосибирск: Наука, 1999. 160 с.
2. *Замараев С. М.* Краевые структуры Сибирской платформы. М.: Наука, 1967.
3. *Салоп Л. И.* Геология Байкальской горной области. Т. II. М.: Недра, 1967. 698 с.
4. *Старосельцев В. С.* Актуальные проблемы тектоники нефтегазоперспективных регионов. Новосибирск: Наука, 2008. 212 с. + вкл.

# СПЕКТР КАТАЛИТИЧЕСКОГО ДЕЙСТВИЯ ПОВЕРХНОСТЕЙ МИНЕРАЛЬНЫХ СИСТЕМ

А. В. Понарядов

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*alex401@rambler.ru*

---

Взаимодействие минеральных поверхностей и простых молекул газовой фазы играет важную роль в широком диапазоне исследований: синтез органических молекул, процессы минерализации, технологии обогащения, проблемы происхождения жизни и проблемы выживания, в том числе решение проблем энергосберегающих ресурсов. Изучение механизмов природных процессов и разработка технологий на их основе возможно с использованием тестовых реакций в системе «газ—минерал».

Процессы сорбции широко используются в технологических процессах обогащения. С точки зрения теории катализа минеральное сырье является катализатором сорбционных процессов. Адсорбция идет как на поверхности руды, так и на границе компонентов руды, где процессы сорбции отличаются друг от друга, что затрудняет отработку технологических схем обогащения. В настоящей работе сделана попытка решить эту проблему с помощью модели многокомпонентного катализатора и тестовой реакции сорбции.

Одной из таких реакций является реакция окисления оксида углерода. Для расширения экспериментальных возможностей и перспектив моделирования оптимальных режимов технологических процессов возникает необходимость в присутствии многокомпонентных катализаторов (Au, Au-Pb, Au-Pb-Sm). Подобное исследование позволит не только разработать оптимальные схемы обогащения процессов, но и выявить возможность селективного проведения поверхностных реакций, а также позволит манипулировать поверхностным некомпенсированным зарядом, возникающим при нарушении адсорбционно-десорбционного равновесия, важным параметром при формировании минеральных систем.

В качестве основы использовались порошок анатаза (обозначен  $\text{TiO}_2$ ) и нанотрубки диоксида титана (NT0701, NT0801). Методика гидротермического синтеза наноструктурированных образцов подробно рассмотрена ранее [1]. Методом гомогенного осаждения [2] на поверхность кристаллов-подложек наносились многокомпонентные неавтономные фазы нанометровой размерности. Химический состав (номинальный и определенный методом ICP) поверхностных фаз представлен в таблице.

Химическая активность поверхности образцов до и после осаждения на поверхности многокомпонентных фаз исследовалась с помощью тем-

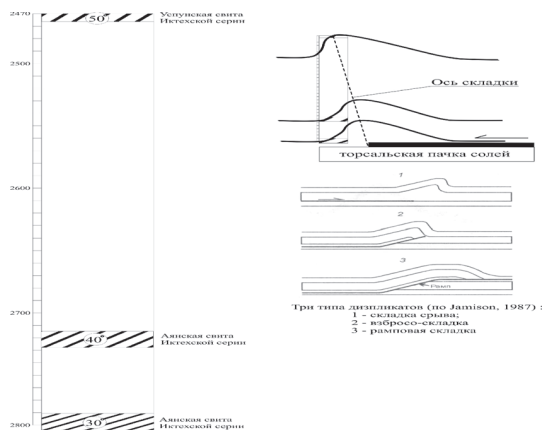
### Химический состав модифицированных образцов

|                              | Номинальный состав<br>(% от веса подложки) |     |     |     | Измеренный состав (ICP)<br>(% от веса подложки) |     |     |     |
|------------------------------|--------------------------------------------|-----|-----|-----|-------------------------------------------------|-----|-----|-----|
|                              | Au                                         | Pb  | Sm  | Ce  | Au                                              | Pb  | Sm  | Ce  |
| Au/TiO <sub>2</sub>          | 2.0                                        |     |     |     | 2.0                                             |     |     |     |
| Au-Pb/TiO <sub>2</sub>       | 2.0                                        | 4.5 |     |     | 1.7                                             | 4.2 |     |     |
| Au-Pb-Sm-Ce/TiO <sub>2</sub> | 2.0                                        | 4.5 | 3.0 | 1.5 | 1.5                                             | 4.0 | 2.4 | 0.8 |
| Au/NT0701                    | 2.0                                        |     |     |     | 1.7                                             |     |     |     |
| Au-Pb/NT0701                 | 2.0                                        | 4.5 |     |     | 1.7                                             | 4.0 |     |     |
| Au-Pb-Sm-Ce/NT0701           | 2.0                                        | 4.5 | 3.0 | 1.5 | 1.5                                             | 4.1 | 2.5 | 1.2 |
| Au/NT0801                    | 2.0                                        |     |     |     | 1.6                                             |     |     |     |
| Au-Pb/NT0801                 | 2.0                                        | 4.5 |     |     | 1.5                                             | 4.2 |     |     |
| Au-Pb-Sm-Ce/NT0801           | 2.0                                        | 4.5 | 3.0 | 1.5 | 1.4                                             | 4.0 | 2.5 | 1.1 |

пературно-программируемых реакций предпочтительного окисления монооксида углерода. Параллельно протекает конкурирующая реакция окисления водорода. Использовался 16-канальный газовый реактор. Через канал с навеской исследуемого образца 30 мг пропускалась газовая смесь (парциальные давления  $P_{CO}=1.0$  кПа;  $P_{O_2}=1.0$  кПа;  $P_{H_2}=60$  кПа) в гелии со скоростью 30 мл/мин. Реакционная камера нагревалась до 200 °С со скоростью 1 °С/мин. Перед экспериментом подготовка образцов проводилась путем отжига в водороде при 350 °С в течение часа. Продукты реакции регистрировались квадрупольным масс-спектрометром Prisma QMS 200 (Pfeiffer Vacuum Technology).

При исследовании температурно-программируемой реакции предпочтительного окисления монооксида углерода на многокомпонентных образцах на основе наноструктурированного диоксида титана NT0801 были получены следующие результаты. Конверсия  $CO \rightarrow CO_2$  на четырехкомпонентном образце AuPbSmCe/NT0801 достигала 90 % в районе 60 °С. Такое различие в активности образцов по сравнению с образцами на основе NT0701 может объясняться удельной поверхностной площадью, которая более чем в два раза выше у NT0801 (99.7 м<sup>2</sup>/г для NT0701 и 234.4 м<sup>2</sup>/г для NT0801). Как видно из кривых, представленных на рисунке, конверсия  $CO \rightarrow CO_2$  на четырехкомпонентном образце AuPbSmCe/NT0801 значительно падает с увеличением температуры (кривая с) и практически совпадает со значениями конверсии  $CO \rightarrow CO_2$ , полученными для образца AuPbSmCe/NT0701 (кривая b).

Таким образом, структурная перестройка поверхности исследованных кристаллов значительно влияет на их каталитическую активность. Установлено, что нанофазы оксидов металлов, в частности свинца, нанесен-



Конверсия СО на четырехкомпонентных образцах на основе анатаза, наноструктурированного диоксида титана NT0701 и NT0801 (а, b, и с, соответственно). Химический состав образцов указан в таблице

ные на образцы приводят к увеличению конверсии  $\text{CO}/\text{CO}_2$ . Примесные фазы самария и церия стимулируют окисление и монооксида углерода, и водорода.

## Литература

1. Понарядов А. В., Котова О. Б. Синтез и свойства нанодисперсных структур титановых минералов на примере анатаза // ДАН, 2009. Т. 425, № 5. С. 1—4.
2. Margitfalvi J. L., Hegedus M., Szegedi A., Sajo I. Modification of Au/MgO catalysts used in low temperature CO oxidation with Mn and Fe // Appl. Catal. A: Gen. 272 (2004). 87.

# ГЕНЕЗИС, УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И УРОВЕНЬ ТЕРМАЛЬНОЙ ЗРЕЛОСТИ ОБЪЕКТОВ ПОРОД ДОМАНИКОВОГО ГОРИЗОНТА НА ОСНОВЕ ХРОМАТОГРАФИЧЕСКИХ И ХРОМАТОМАСС- СПЕКТРОМЕТРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Н. В. Пронин, Ф. Ф. Носова

КГУ, Казань

*nikita.oilgeol@mail.ru*

Основой для написания данной статьи послужил каменный материал глубоких разведочных скважин, вскрывших отложения осадочного чехла палеозойского возраста на территории Республики Татарстан (скв. № 792 и № 806 Уратьминская площадь, №423 Свяжская площадь) и Ульяновской области (скв. № 7 Чердаклинская площадь) (рис. 1).

Все виды анализов проводилась в лаборатории геохимии горючих ископаемых геологического факультета Казанского государственного университета.

В качестве основного объекта изучения были выбраны отложения доманикового горизонта среднефранского яруса верхнего девона. Эти отложения по разрезу содержат максимальное количество рассеянного органического вещества (РОВ). Многие исследователи [1, 3] относят рассматриваемый комплекс пород к основной нефтепроизводящей толще, с



**Рис. 1.** Обзорная карта района исследований

которой связаны большинство месторождений нефти и газа на территории Волго-Уральской НГП.

В тектоническом отношении исследуемые скважины расположены на трех структурах второго порядка — северо-западный склон Южно-Татарского свода (скв. №№ 792 и 806), Казанская седловина — южная часть Казанско-Кажимского авлакогена (скв. № 423) и западный борт Мелекесской впадины (№ 7). Рассматриваемые скважины находятся как в непосредственной близости, так и в пределах внешних бортовых частей Усть-Черемшанского прогиба Камско-Кинельской системы (ККСП), которая в период накопления этих отложений определяла условия их седimentации. Отложения доманикового горизонта на этих структурах расположены в разных лито-фациальных зонах. В типично доманиковой фации, которая представлена битуминозными известняками с прослоями сланцев (скв. №№ 792 и 806), и в переходной фации (скв. №№ 423 и 7), для которой характерно накопление известняков прослоями битуминозных.

В непосредственной близости от района исследований на Уратьминской площади (скв. № 745), открыты промышленные залежи нефти в мenden-доманиковых отложениях.

В задачи данной работы входило определение исходного ОБ в породах, условий его седimentации и выявление связи литологии пород со степенью термальной или катагенетической зрелости ОБ по разрезу на основе данных полученных по результатам комплексного изучения методами газово-жидкостной хроматографии (ГЖХ) и хроматомасс-спектрометрии (ГХ/МС). В качестве объектов для исследования были выбраны скважины, в которых вынос керна из рассматриваемых отложений был максимальным.

В настоящее время весьма актуальным стало исследование ОБ пород с применением современных аналитических методов. Усиленное внимание к строению молекул индивидуальных соединений, в том числе с учетом стереоизомерии, адаптация общепринятых методик к специфике состава изучаемых объектов позволили достоверно оценивать перспективы нефтеносности и прогнозировать состав углеводородных флюидов на поисковых площадях.

Одними из таких методов располагающих большими возможностями в исследовании сложных УВ-соединений, встречающихся в живой природе и сохранившихся в толщах Земли являются хроматографические методы.

### **Методика исследований**

В данной работе изучение ОБ пород проводилось по следующей схеме:

1. Экстракция из пород хлороформом нейтрального битумоида «А» (ХБА);
2. Разделение полученного экстракта на группы, объединяющие по химическим и физическим свойствам следующие соединения: масла, смо-

лы бензольные и спиртобензольные, асфальтены и асфальтогеновые кислоты методом жидкостно-адсорбционной хроматографии.

3. В выделенной фракции масел методом ГЖХ определялся индивидуальный состав алкановых УВ, а методом ГХ/МС — нафтеновых УВ.

Определение УВ-состава масел (именуемые в дальнейшем образцы) при выполнении данной работы осуществлялось на отечественном хроматографе «Кристалл 2000М» методом капиллярной ГЖХ.

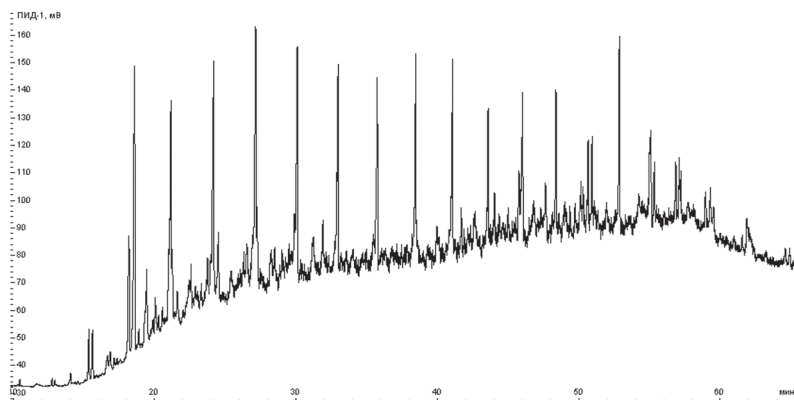
ГХ/МС анализ проводили на приборе «TurboMass Gold» фирмы Perkin Elmer с использованием компьютерной обработки данных в режиме SIM с записью ионов  $m/z$  217 для стеранов и  $m/z$  191 для терпанов.

### Обсуждение

Наиболее информативными в геохимии являются характер распределения  $n$ -алканов, коэффициент нечетности  $H^C/C$  (отношение нечетных алканов к четным, меняющееся с увеличением степени зрелости ОВ и используемое как генетический показатель), отношение изопреноидных УВ и др. Соотношение  $\Pi/\Phi$  используется как корреляционный параметр для установления конкретных нефтематеринских толщ [4].

По данным капиллярной ГЖХ,  $n$ -алканы исследуемых образцов, представлены УВ-спектром гомологов состава от  $C_{12}$  до  $C_{38}$ . Одна из полученных хроматограмм, на которой наиболее полно отражаются все выявленные закономерности в составе алкановых УВ, представлена на рис. 2. Исследуемые образцы характеризуются некоторым доминированием  $n$ -алканов ( $C_{19}$ – $C_{23}$ ), встречаются также образцы, в которых преобладают нечетные гомологи  $C_{27}$ ,  $C_{29}$ ,  $C_{31}$ , что говорит о привносе в исходную биомассу липидных компонентов наземной растительности.

На полученных хроматограммах, помимо нормальных алканов, также были выявлены изопреноидные УВ, в частности, пристан и фитан. Отно-



**Рис. 2.** Хроматограмма масляной фракции ХБА. Уратьминская площадь скв. 798

шение  $P/\Phi$  отражает условия осадконакопления, специфику исходного органического материала и его катагенетическую превращенность. Значение отношения  $P/\Phi$  для всех образцов меньше 0.5. В образцах Уратьминской площади значения параметров нечетности (СРП и ОЕР) близки к единице, в то время как для образцов Свияжской площади значения этих параметров превышают единицу. Такое распределение  $n$ -алканов свидетельствует о восстановительных условиях осадконакопления в образцах Уратьминской площади и о слабо восстановительных в образцах Свияжской [4].

Тип исходного ОВ и его термальная зрелость исследуемых образцов отражены на рис. 3. Значения коэффициентов пристан/ $n$ -C17 изменяются от 0.1 до 1.6, соответственно фитан/ $n$ -C18 от 1.2 до 5.3. Все образцы попадают в слабо зрелую и незрелую зону ОВ [2]. Согласно хроматографическим исследованиям все рассматриваемые образцы относятся к сапропелевому типу исходного ОВ. Исключением является образец известняка Свияжской площади, для которого указанные выше отношения сильно завышены, что, скорее всего, говорит о процессах биodeградации, протекавших в нем. Использование метода ГЖХ возможно только в образцах, не подвергшихся процессам биodeградации. Для получения более объективной информации о типе исходного ОВ и степени его зрелости метод ГЖХ необходимо использовать в комплексе с ГХ/МС [4].

Методом ГХ/МС исследуют в маслах нефтеновые УВ, прежде всего стераны и терпаны, являющиеся важнейшими хемофоссилиями — биологическими метками, биомаркерами, реликтовыми веществами и др.

В данной работе использовались несколько информативных параметров, характеризующих условия осадконакопления, тип исходного ОВ и его зрелость: STER/PENT,  $hC35/hC34$ , GAM/HOP, C27/C28/C29 (стераны), DIA/REG,  $T_s/T_m$ , MOR/HOP, NOR/HOP, TET/TRI, C29SSR, C29VBAA, C31HSR, C30STER, TPI/PENT, TPI/HOP.

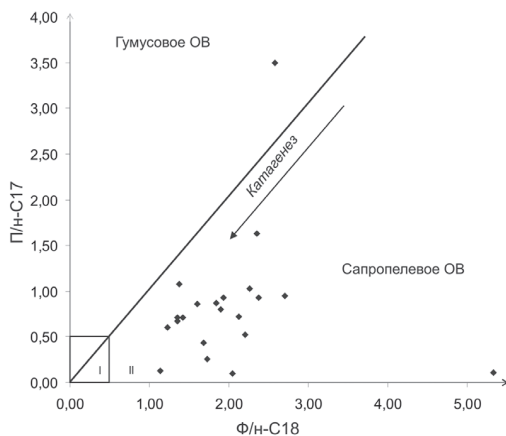


Рис. 3. Корреляция битумоидов по  $P/n$ -C17 и  $\Phi/n$ -C18 параметрам

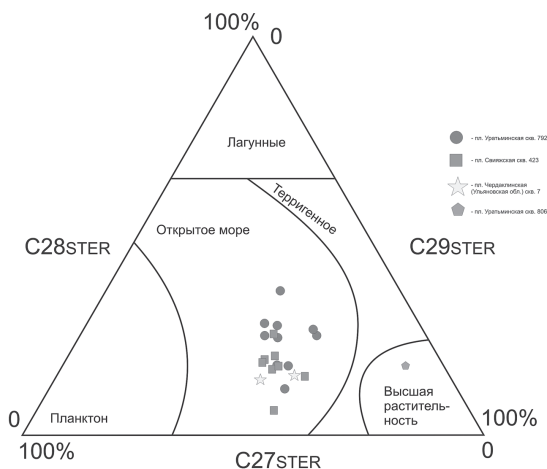


Высокие значения параметров гаммацеранового (GAM/HOP) и гомогопанового индексов ( $hC35/hC34 > 1$ ) в образцах Уратьминской площади указывают на резко восстановительные условия седиментации ОБ в них. Напротив, в образцах Свяжской площади значения этих параметров указывают на то, что ОБ накапливалось в слабо восстановительных условиях при повышенной солености вод. Низкое содержание стеранов (STER/PENT), низкие значения TPI/PENT, а также присутствие C30STER в образцах Уратьминской площади, говорят о том, что материнское ОБ в значительной степени представлено бактериальным материалом, и наоборот, более высокое содержание стеранов (STER/PENT) и полное отсутствие C30STER, позволяет говорить о том, что тип исходного ОБ в образцах Свяжской площади — преимущественно водорослевый.

Характер распределения C27, C28, C29 стеранов, позволяет судить о генезисе исходного ОБ [4]. Как видно на рис. 4, исследуемые битумоиды имеют морское происхождение, исключением является образец известняка мендымского горизонта (скв. 806 Уратьминская пл.), ОБ которого относится к смешанному типу (сапропелево-гумусовый). Возможно, это связано с регрессией моря в мендымское время на исследуемой площади.

Наиболее информативными параметрами зрелости ОБ являются биомаркерные коэффициенты C29SSR, C29BBAA, C31HSR [4].

На рис. 5 видно, что образцы Уратьминской площади, по сравнению со Свяжской являются катагенетически более зрелыми, что в принципе соответствует ранее проведенным исследованиям ГЖХ. О низкой зрелости битумоидов свидетельствуют низкие значения отношения DIA/REG,  $T_s/T_m$ , TPI/HOP и обогащенность их моретанами (MOR/HOP). Все эти

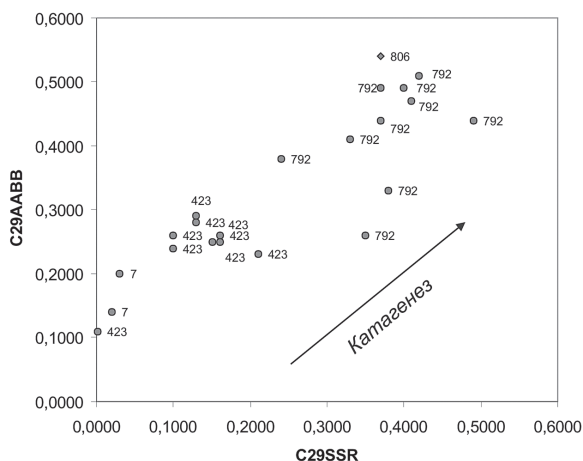


**Рис. 4.** Диаграмма генезиса исходного ОБ.  
Корреляция битумоидов по C27, C28, C29 стеранам

показатели указывают, что ОВ образцов Уратьминской площади находится в начале главной зоны нефтеобразования (ГЗН) соответствует уровню катагенеза ПК<sub>3</sub>-МК<sub>1</sub> ( $R_0 = 0.57-0.65$ ).

Далее, при анализе образцов Уратьминской площади, наблюдается определенная связь зрелости с литологией представленных пород. Зрелость усиливается от аргиллитов до глинистых известняков, промежуточное положение занимают мергели. Литологические разности также находятся на разных этапах катагенеза — аргиллиты на уровне ПК<sub>3</sub>-МК<sub>1</sub>, известняки — МК<sub>1</sub> ( $R_0 > 0.6$ ). Из этого следует, что наибольший интерес с точки зрения нефтематеринского потенциала представляют именно глинистые известняки.

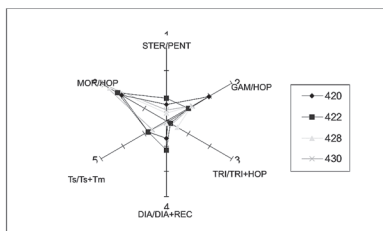
В данной работе также была проведена корреляция биомаркерных параметров с литологией пород, в которых они определялись (рис. 6).



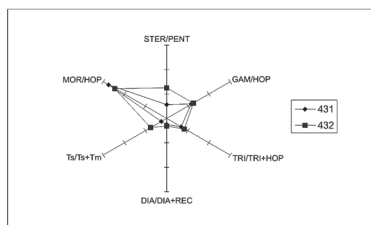
**Рис. 5.** Корреляция битумоидов по термальным параметрам зрелости C29AABB и C29SSR

## Выводы

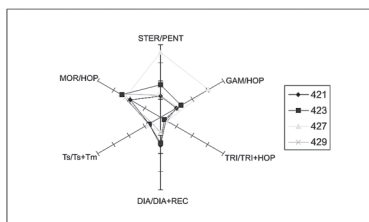
Проведенные исследования образцов из отложений доманикового горизонта методами ГЖХ и ГХ-МС позволили определить: а) тип исходного ОВ, как сапропелевый, так и смешанный сапропелево-гемусовый; б) условия осадконакопления ОВ — изменяющиеся от слабо- до резко восстановительных; в) исходное ОВ, которое имеет морское происхождение и в основном представлено бактериальным материалом; г) уровень термальной зрелости ОВ пород Уратьминской площади, как более высокий (начало ГЗН, стадии ПК<sub>3</sub>-МК<sub>1</sub>) по сравнению с породами Свияжской площади (ПК<sub>2</sub>); д) определенную закономерность между катагенетической зрелостью ОВ и литологическим типом вмещающих его пород.



а) Известняки



б) Мергели



в) Аргиллиты

**Рис. 6.** Корреляция литологии с биомаркерными параметрами, характеризующими тип исходного ОВ, условия осадконакопления и его зрелость

Глинистые известняки — представляют наибольший интерес с точки зрения нефтематеринского потенциала, степень катагенетической зрелости, соответствует стадии  $МК_1$  ( $R_0 > 0.6$ ).

Методы ГЖХ и ГХ-МС позволяют более детально подойти к решению основным задач нефтяной геохимии.

## Литература

1. Аширов К. Б. Геологическая обстановка формирования нефтяных и газовых месторождений Среднего Поволжья. М.: Недра, 1965. 173 с.
2. Виноградова Т. Л., Чахмачев В. А., Агафонова З. Г., Якубсон З. В. Углеводородные и гетероатомные соединения — показатели термической зрелости органического вещества пород и нафтидов // Геология нефти и газа, 2001. № 6. С. 49—54.
3. Зайдельсон М. И., Вайнбаум С. Я., Копрова Н. А. и др. Формирование и нефтегазоносность доманикоидных формаций. М.: Наука, 1990. 79 с.
4. Peters K. E., Walters C. C., and Moldovan J. M. The Biomarker Guide. Cambridge U. Press, 2005. 1155 p.

# ГУМУСОВОЕ ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО ПЕРМСКИХ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НЕЧЕНСКОГО БУРОУГОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

О. С. Процько

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*procko@geo.komisc.ru*

---

Неченское буроеугольное месторождение расположено в пределах Интинского геолого-промышленного района, в 44 км к северо-западу от г. Инты. Месторождение находится на одноименной синклинали, простирающейся вдоль юго-восточного борта гр. Чернышева. Промышленная угленосность приурочена к отложениям печорской серии верхней перми. Наиболее мощным и продолжительным по площади месторождения является пласт Неченский. Геологические исследования, проводимые с начала 20-х годов прошлого столетия установили площадное распространение угольного пласта, изменчивость и сложность его строения, распределение основных качественных параметров и компонентов органического вещества (ОВ), подсчитаны запасы углей, отнесенные к забалансовым вследствие высокой зольности [1]. Несмотря на проведенные комплексные работы, некоторые вопросы по изучению вещественного состава углей, условий их накопления и распространения зон устойчивого болотного осадконакопления, остаются не до конца изученными. В связи с этим задачи исследований заключались в детальном петрографическом изучении вещества углей, взаимоотношении его компонентов, их строении и характеристики минеральных примесей.

В качестве объектов исследований были выбраны два разреза верхнепермских отложений с присутствием Неченского угольного пласта — обн. 463 и скв. 408, в пределах Неченского месторождения. Обнажение 463 находится на левом берегу руч. Угольный (приток р. Неча) в 200 м выше устья руч. Шомбель, скв. 408 расположена на ручье Шомбель в 100 м от обн. 463.

Породы обнажения деформированы в пологую антиклинальную складку, последовательный разрез которого состоит из двух фрагментов, с общей мощностью около 12.2 м. (мощность углистой пачки составляет 6.5 м.). Нижняя часть разреза, представлена чередованием прослоев углистых аргиллитов и углей, последние залегают и ниже уреза воды, слагая дно русла. Верхняя часть обнажения сложена терригенными породам — аргиллитами, алевролитами и песчаниками. Упомянутой же скважиной был вскрыт разрез тонко-ритмично чередующихся прослоев угля разных типов, углистых аргиллитов и глин, общей мощностью пермских пород 11 м [2]. Всего в разрезе обнажения встречено 26 угольных прослоев с различной мощностью от 0.05 до

1.0 м, в разрезе скважины — 30 прослоев с мощностью от 0.05 до 1.3 м соответственно.

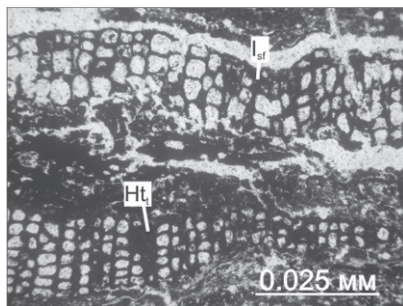
Непосредственно в строении угольной части как обнажения, так и скважины принимают участие следующие типы углей: блестящие (до 20 % всего угля — скв. 408, 5 — обн. 463), полублестящие (36 % — скв. 408, 38 — обн. 463), полуматовые (29 % — скв. 408, 14 — обн. 463), матовые (15 % — скв. 408, 8 — обн. 463). Преобладают полосчатые полублестящие и полуматовые типы, составляя более половины всех типов углей [2, 3].

При изучении петрографического состава углей с использованием петрографических шлифов, аншлифов и брикетов углей были выделены следующие основные группы микрокомпонентов: гуминита, инертинита, липтинита. Из переходных разновидностей встречаются гумосорбомикстинит (минерально-органическая смесь глинистого вещества и различных компонентов органического вещества) и semifюзенит (частично окисленный компонент, относящийся к группе инертинита) [4]. Группа гуминита представлена текстинитом, ульминитом, гелинитом и аттринитом, группа инертинита — макринитом, фюзинитом, фунгинитом (склеротинитом), инертодетринитом и semifюзинитом, группа липтинита — резинитом, споринитом, кутинитом и липтодетринитом (рис. 1—4) [2].

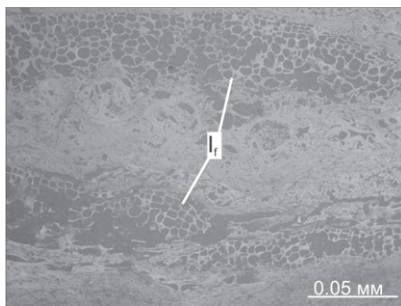
В составе углей обн. 463, как и в скв. 408 преобладают компоненты группы гуминита — 15—98 % (скв. 408), 40—100 % (обн. 463). В отличие от углей обн. 463, в углях скв. 408 среди гелифицированного ОВ, встречаются большие содержания структурных компонентов — текстинита до 30 % (< 1 % — обн. 463).

По своему содержанию инертинитовые компоненты преобладают в углях скважины (до 35 % — обн. 463, до 55 % — скв. 408), в ней же встречается увеличение фюзинита — структурной разновидности инертинита, порядка 30 % (рис. 2).

Среди липоидов (группы липтинита) в углях обоих разрезов имеются так же некоторые различия. Угли скважины характеризуются общим пре-



**Рис. 1.** Текстинит (Ht) и semifюзинит (I<sub>sf</sub>) в углях обр. 408/40-4 (Прох. свет, ×500)



**Рис. 2.** Фюзинит (I<sub>f</sub>) в углях обр. 408/37 (Отраж. свет, ×200)

обладанием компонентов группы до 20 % (5 % — обн. 463) и большим содержанием резинита (10 % — скв. 408, ед. вкл. — обн. 463). А в углях обн. 463 отмечается увеличение компонентов кутинита (5 % — скв. 408, <1 % — обн. 463).

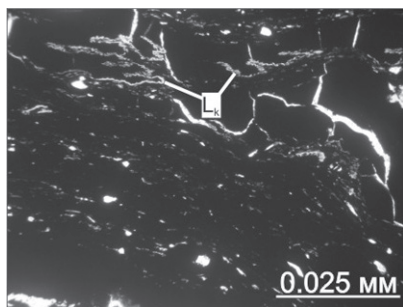
Минеральная примесь в углях обоих разрезов, представлена глинистым веществом, кварцем, пиритом, редко кальцитом, ее содержание колеблется от единичных включений до 40 %, их максимальное количество приурочено к полуматовым разностям углей и к зольным прослоям в полублестящих углях.

Встреченные типы углей обоих разрезов также характеризуются неодинаковым соотношением микрокомпонентов, содержания которых приведены в таблице.

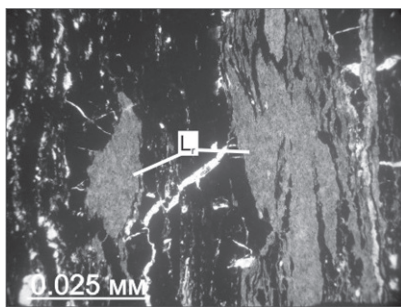
В результате проведенных исследований установлено, что угли в обнажении 463 формировались в более спокойной гидродинамической обстановке с возрастанием доли застойных условий, нежели угли в скважине 408, о чем могут свидетельствовать уменьшение содержания инертинитовых компонентов и обломочных зерен кварца и разрушенных детритных форм ОВ в углях обнажения, а так же преобладание коллинитовых структур в составе гелифицированного вещества.

### Соотношение различных компонентов в углях скв. 408 и обн. 463 (%)

| Тип угля/<br>породы    | Гуминит       | Инертинит | Липтинит       | Минеральные включения |                     |
|------------------------|---------------|-----------|----------------|-----------------------|---------------------|
|                        |               |           |                | Глинистые             | Обломочные<br>зерна |
|                        | Скважина 408  |           |                |                       |                     |
| Матовый уголь          | 40—35         | 10—20     | Ед. вкл.       | 20—30                 | 20—25               |
| Полуматовый<br>уголь   | 15—45         | 30—70     | Ед. вкл.—5     | 5—15                  | 5—10                |
| Полублестящий<br>уголь | 50—75         | 15—35     | 5—20           | 2—5                   | 3—8                 |
| Блестящий уголь        | 98—85         | 2—8       | 0—2            | 0—5                   | 0—2                 |
|                        | Обнажение 463 |           |                |                       |                     |
| Матовый уголь          | 40—55         | 15—25     | Ед. вкл.—<br>1 | 20—35                 | 5—15                |
| Полуматовый<br>уголь   | 47—60         | 15—33     | Ед. вкл.—5     | 10—25                 | 0—10                |
| Полублестящий<br>уголь | 65—85         | 5—10      | Ед. вкл.       | 5—20                  | 0—5                 |
| Блестящий уголь        | 88—100        | 0—5       | Ед. вкл.       | 2—5                   | Ед. вкл.—<br>< 2    |



**Рис. 3.** Резинит ( $L_r$ ) в углях обр. 408/35-2  
(Прох. свет,  $\times 500$ )



**Рис. 4.** Кутинит ( $L_k$ ) в углях обр. 408/54-2  
(Прох. свет,  $\times 500$ )

### Литература

1. Самолкин С. С., Ширяев С. В. и др. Геологический отчет о поисковой разведке Неченского бурогоугольного месторождения (карьерного поля № 1) по состоянию геологоразведочных работ на 01.01.1979 г. Комигеолфонд, № 9984.
2. Процько О. С., Валяева О. В., Шанина С. Н. Компонентный состав и условия образования органического вещества углей Неченского бурогоугольного месторождения // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009. № 8. С. 15—21.
3. Процько О. С., Суворова Н. С. Верхнепермские отложения Неченского месторождения (на примере разреза обн. 463, руч. Угольный) // Органическая минералогия: III Российское совещание (с международным участием). Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009. С. 132—134.
4. Гинсбург А. И. Атлас петрографических типов горючих сланцев. Л.: Недра, 1991. 116 с.

# ПРОБЛЕМЫ РАСЧЛЕНЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА ТУФО-ЛАВОВОЙ ТОЛЩИ НОРИЛЬСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

А. В. Рудакова

МГУ, Москва

*antoninaru@gmail.com*

---

Одним из наиболее ярких примеров крупных магматических провинций (LIPs) является Сибирская трапповая провинция, характеризующаяся развитием большого объема магматических пород, сформированных в очень короткий промежуток времени ( $< 1$  млн лет) и рассматривающихся как результат плюмового магматизма [3]. Отличительной ее особенностью является присутствие суперкрупных Pt-Cu-Ni месторождений в ультрабазит-базитовых массивах, близких по возрасту (250 Ma) и составу к породам туфо-лавовой толщи [1, 4], что определяет постоянный интерес геологов к истории развития  $P_2$ - $T_1$  магматизма в Норильском районе.

Для более полного решения указанной проблемы проведено детальное изучение центральной части разрезов туфо-лавовой толщи в разных тектонических структурах (Норильская и Хараелахская мульды, периклинальное замыкание Хантайско-Рыбнинского вала, запад Тунгусской синеклизы).

Одной из проблем строения трапповой формации являются вопросы, связанные с особенностями хаканчанской (Нк), туклонской (Тк) и надеждинской (Nd) свит. Их распространение отражено не всегда верно, поскольку расчленение свит затруднено из-за сходства слагающих их толеитовых базальтов. Формирование Нк свиты происходило, вероятно, на пенеiplенизированной поверхности, поскольку отмечается выдержанность образующего ее туфового горизонта. Редкое излияние лав в это время осуществлялось в анаэробных условиях, т. к. для пород характерна редкая шаровая отдельность. Впервые авторами в них были определены содержания редких элементов, показавшие их полную идентичность породам нижней части надеждинской свиты. Полученные данные не позволяют рассматривать надеждинскую свиту как продукт взаимодействия туклонской магмы с вмещающими породами [2]. Надежное расчленение Тк и Nd свит возможно только по геохимии за счет обогащенности LREE спектров пород последней из указанных свит. Часто выделяемые в составе туклонской свиты толеитовые базальты на самом деле относятся к Nd1. Уверенно картировать Тк свиту возможно только по появлению в разрезе пойкилоофитовых базальтов, часто повышенной магнезиальности. Хотя многие исследователи рассматривают Nd1 породы как фациальный аналог туклонской свиты, геохимические данные свидетельствуют об их близко одновременном образовании в разных частях территории из разных магм.



Широкое применение современных аналитических методов позволило существенно уточнить границы, мощности и ареалы распространения указанных свит Норильского района. Выявленные закономерности изменения строения и состава свит вулканитов свидетельствуют о близких характеристиках хаканчанской и нижненадеждинской свит и отделяющей от них туклонской свиты.

### **Литература**

1. *Годлевский М. Н.* Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 61 с.
2. *Naldrett A. J.* A history of our understanding of magmatic Ni-Cu sulfide deposits / *Can. Mineral.*, 2005. V. 43. P. 2069—2098.
3. *Reichow M. K., Saunders A. D. et al.* Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Siberian Traps, Russia // *Lithos*, 2005. V. 79. P. 425—452.
4. *Walker R. J., Morgan J. et al.* Re-Os Isotopic Evidence for an Enriched-Mantle Source for the Norilsk-Type, Ore-Bearing Intrusions // *Geochim. Cosm. Acta*, 1994. V. 58. Is. 19. P. 4179—4197.

# МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНЫХ РУД ВЕРХНЕНИЯЮСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НА ПОЛЯРНОМ УРАЛЕ

И. А. Салихов

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*isalikhov@yandex.ru*

---

На Полярном Урале известны различные золоторудные проявления и месторождения, связанные с гидротермальными сульфидно-кварцевыми жилами, зонами прожилково-вкрапленной минерализации, метасоматитами, корами выветривания, россыпями [1—4]. Верхненияюское золоторудное месторождение находится в Манитанырдском районе на западном склоне Полярного Урала. Оно было открыто в первой половине 1960-х гг. С. Г. Караченцевым, позже в районе Нияюского рудного поля под руководством К. Н. Севастьянова проводились интенсивные поисковые и геологоразведочные работы. К настоящему времени получены сведения о геологическом строении месторождения, рудной минерализации, закономерностях ее развития, минеральном составе аллювиальных отложений [1, 2, 5, 6]. Установлено, что золото тесно связано с арсенопиритом и пиритом, в соответствии с чем минеральный тип руд определен как золото-арсенопиритовый. Оценены запасы золота, серебра и мышьяка. В дальнейшем месторождение было законсервировано в связи со сложностью извлечения золота. Тем не менее, Манитанырдский район остается одной из наиболее перспективных рудоносных территорий на севере Урала. В последние годы горно-геологической компанией «ЗАО Миреко» здесь были возобновлены геологические работы, включающие доизучение самого Верхненияюского месторождения, его флангов, других рудопоявлений, входящих в состав соответствующего рудного поля. В ходе этих работ были получены новые данные о минеральном составе руд и минералого-геохимических свойствах самородного золота.

Верхненияюское месторождение расположено в центральной части Манитанырдского района в поле развития вулканогенно-осадочных пород бедамельской свиты среднего—позднего рифея. В упомянутую свиту входят эффузивы основного, среднего и реже кислого состава, их туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты с редкими линзами известняков. Все эти породы сильно рассланцованы и регионально метаморфизованы в условиях зереносланцевой фации. Их залегание моноклиальное, простирание северо-восточное 35—50°, падение восточное под углом 60—70°. Развиты многочисленные трещины скалывания, согласные сланцеватости пород, встречаются также единичные поперечные или косо секущие нарушения.

Рудная минерализация четко приурочена к разрывным нарушениям северо-восточного простирания и сопровождающим их зонам интенсивной сланцеватости пород. На месторождении выявлены три рудные зоны — Северная, Промежуточная и Южная, сменяющие друг друга в северо-восточном направлении на расстоянии до 600 м. Эти зоны состоят из рудных жил и прожилков сульфидно-кварцевого, кварцевого и кварц-хлоритового состава. Жильные образования обычно ориентированы по сланцеватости пород, но иногда полого ее пересекают, представляя собой минерализованные трещины отрыва. Толщина рудных жил, прожилков, а также зон брекчирования весьма изменчива, колеблясь от нескольких сантиметров до первых дециметров. В жилах встречаются раздувы до 0.5—0.8 м, которые очень быстро переходят в прожилки и, как правило, вскоре выклиниваются. Расстояние между жилами и прожилками — от нескольких сантиметров до метра. Мощность безрудных кварцевых и кварц-хлоритовых жил со слабой минерализацией также непостоянна, изменяясь в пределах от нескольких сантиметров до одного метра. Жильные образования в пределах рудных зон в результате пострудных подвижек сильно катаклазированы.

По минеральному составу руды подразделяются на сфалерит-арсенопиритовые, арсенопирит-пиритовые, пирит-сфалерит-арсенопиритовые. Текстуры руд — массивные, полосчатые, плейчатые, вкрапленные, прожилково-вкрапленные, пятнистые. Распределение рудных минералов весьма неравномерное. Содержания золота, серебра и мышьяка прямо зависят от содержания в рудах арсенопирита и пирита.

Самородное золото обнаружено в протолочных пробах, отобранных из обогащенных сульфидами участков жил и вмещающих пород, а также в аншлифах. Извлеченные из протолочек золотины — мелкие, сложной формы, желтого, зеленовато-желтого, красновато-желтого цвета. Иногда отмечаются частицы в виде дендритов, пластин и индивидов с фрагментами огранки. В аншлифах золото выявлено в виде эмульсиевидной вкрапленности в зернах арсенопирита, реже пирита. Величина таких выделений золота составляет 1—5 мкм. Вместе с этим отмечаются и относительно крупные (10—50 мкм) золотины вытянутой и неправильной формы, приуроченные к микротрещинам в рудообразующих сульфидах — пирите, арсенопирите, халькопирите, сфалерите, галените. Таким образом, в исследуемых рудах выявляется самородное золото двух генераций: 1) «невидимой» — тонкодисперсной, большей частью визуально не регистрируемой; 2) видимой, представленной видимыми частицами, нормально агрегированными с зернами сульфидов. Соотношение эндокриптного и эмульсиевидного золота с видимым в настоящее время оценить трудно. Но вероятнее всего основная часть золота в исследованных рудах представлена именно тонкодисперсной вкрапленностью в арсенопирите, пирите и сфалерите.

Состав самородного золота был исследован рентгеноспектральным микрозондовым методом. В качестве основных примесей в нем установлены серебро, ртуть и медь. Проба золота варьируется от 500 до 850 ‰. Наиболее серебристыми (от 8 до 20 мас. %) являются субмикронные его выделения в пирите и арсенопирите. В золотилах, локализованных в микротрещинах зерен арсенопирита и пирита и часто находящихся в ассоциации с галенитом, халькопиритом и сфалеритом, содержание серебра может быть и значительно более высоким. Нередко встречаются золотины, в составе которых серебра больше (до 60—65 мас. %), чем собственно золота. В таких выделениях почти всегда присутствует ртуть в содержании, по крайней мере, до 3.5—4 мас. %. В действительности ртути в подобных золотилах может оказаться и гораздо больше. На это указывают результаты микрозондового анализа при малых экспозициях, показывающие содержание ртути не менее 10 мас. %.

Таким образом, выявленные широкие вариации содержаний серебра в золотилах Нияусского месторождения свидетельствуют о развитии в этом объекте не только самородных минералов золота, но и минералов серебра — электрума и кюстелита. Кроме того, полученные нами новые данные подтверждают сделанные ранее выводы [7] о типоморфности для Полярноуральской провинции именно ртутистых и сильно ртутистых (амальгам) разновидностей этих минералов. Медь в исследованных нами золотилах отмечается редко и в небольшом количестве. Однако в одном случае было обнаружено выделение золота в арсенопирите с содержаниями серебра и меди соответственно до 5.1 и 21.8 мас. %, что соответствует составу серебросодержащего купроаурида. В этой золотине вместе с медью зарегистрирован и никель в содержании 1.3 мас. %. Наконец, в одной из высокосеребристых ртутьсодержащих золотин была обнаружена примесь палладия, составившая 1.27 мас. %.

Согласно результатам наших исследований, наиболее высокой пробой характеризуется самородное золото, находящееся в виде субмикронных включений в пирите и арсенопирите (783—940 ‰). Золотины поздней генерации, ассоциированные с халькопиритом, сфалеритом и галенитом имеют, как правило, более низкую пробу из-за большего обогащения примесями серебра, ртути и меди.

Автор выражает благодарность С. К. Кузнецову, Т. П. Майоровой, В. И. Силаеву, Н. В. Сокериной, В. Н. Филиппову, а также А. Ф. Карчевскому, Л. И. Ефановой (ЗАО «Голд Минералс») за консультации, помощь в проведении полевых и лабораторных исследований.

### **Литература**

1. *Вахрушев С. Н., Макаров А. Б.* Минералого-геохимические особенности руд и метасоматитов золотомышьяковых проявлений одного из районов // Геохимия и минералогия первичных и вторичных ореолов. Свердловск. 1986. С. 84—93.

2. *Силаев В. И.* Эволюция минералообразования в гидротермальных палеосистемах. Л.: Наука, 1989. 264 с.

3. *Силаев В. И.* Коренная золотоносность Полярно-Уральского региона // Руды и металлы, 1998. № 5. С. 5—17.

4. *Майорова Т. П.* Минералогия россыпного золота Тимано-Североуральской провинции. Екатеринбург, 1998. 148 с.

5. *Шабалин В. Н., Силаев В. Н., Хазов А. Ф.* Минералы в современных аллювиальных осадках Нияюского золоторудного поля (Полярный Урал) // Петрология и минералогия севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 2008. С. 106—141.

6. *Силаев В. И., Степаненко В. И., Шнайдер Л. Б.* Минералого-геохимические критерии золотоносности рудных месторождений и сульфидопоявлений. (Европейский Северо-Восток СССР). Сыктывкар, 1991. 29 с. (Научные доклады / Коми науч. центр УрО АН СССР. Вып. 258).

7. *Силаев В. И., Майорова Т. П.* Типохимизм самородного золота Европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар, 1986. 16 с. (Научные доклады / Коми фил. АН СССР. Вып. 159).

# НАДВИГОВАЯ ДИСЛОКАЦИЯ В БЕРЕЗОВСКОЙ ВПАДИНЕ

А. И. Сивцев, М. М. Петров

ИПНГ СО РАН, Якутск

*maraday@yandex.ru*

---

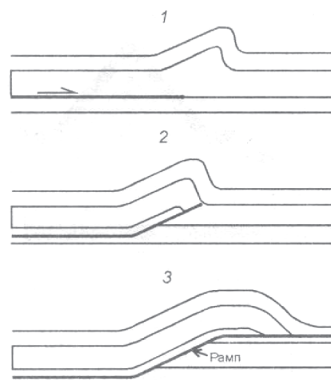
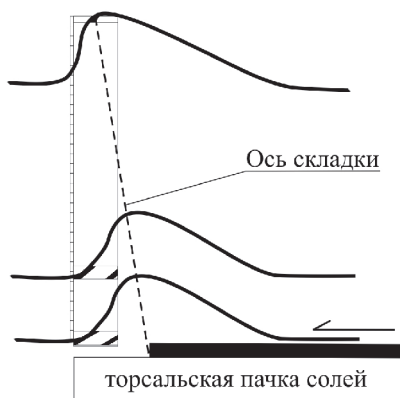
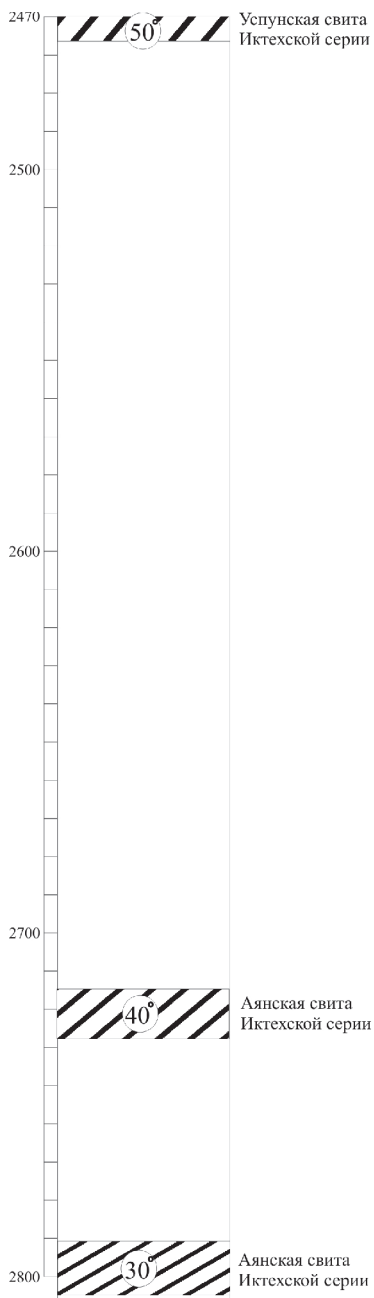
Березовская впадина имеет меридиональное простираение. Осадочный чехол Березовской впадины сложен отложениями среднего, верхнего рифея, венда и кембрия. На юге она центриклинально замыкается, а на севере, постепенно углубляясь и расширяясь, открывается в сторону Вилуйской синеклизы. Относительно узкое и крутое внутреннее крыло впадины осложнено интенсивной складчатостью и дизъюнктивами. В центральной части впадины и на её широком приплатформенном крыле, отделенном от Алданской антеклизы зоной разломов, развиты крупные, относительно пологие, валообразные структуры. Природа данных валообразных структур настоящее время весьма спорна.

Между тем, о существовании горизонтальных сдвигов, по крайней мере, в пределах южной половины Березовской впадины косвенно свидетельствуют данные каменного материала поисковой скважины № 2400 на Бордонской структуре и материалы ГИС скважины 284-1 на Курдартарской структуре. Принципиальная схема образования складки срыва в Бордонской площади продемонстрирована на рисунке.

На Бордонской структуре, оконтуренной структурно-колонковым бурением (32 скважины), была пробурена поисковая скважина № 2400, забой которой (3720 м) вскрыл верхнюю часть торгинской серии верхнего рифея.

В интервале глубин 2470—2476 м (успенская свита иктехской серии венда) вскрыты серые пелитоморфные доломиты с горизонтальной слоистостью. Поверхности напластования пород ориентированы под углом 50° к оси скважины. В следующем интервале отбора керна (2715—2727 м, аянская свита иктехской серии) вскрыты глинистые доломиты, неравномерно насыщенные ангидритом. Поверхности напластования пород имеют ориентировку к оси скважины под углом 40°. В нижнезалегающем интервале отбора керна (2791—2805 м, аянская свита иктехской серии) поверхности напластования глинистых доломитов также имеют наклон по обнажению к оси скважины под углом 30°.

Ниже по разрезу, в интервале глубин 2816—3142 м, залегает торсальская пачка солей буюкской свиты венда. В нижнезалегающей части разреза скважины, интервалы отбора керна — 3157—3163 (телгеспитская пачка буюкской свиты), 3163—3171, 3216—3217, 3217—3218, 3228—3230, 3245—3251 (сералахская свита венда), 3300—3308, 3639—3646 м (торгинская свита верхнего рифея), поверхности напластования пород перпендикулярны оси скважины.



Три типа дизплектов (по Jamison, 1987) :

- 1 - складка срыва;
- 2 - взбросо-складка
- 3 - рамповая складка

Складка срыва на Бордонской площади

Горизонтальное залегание слоев телгеспитской пачки, сералахской и торгинской свит подторсальскими солями и наклонное залегание слоев в разрезе скважины надторсальскими солями позволяют сделать предположение о существовании складки срыва над соленосными пачками в пределах Бордонской структуры (Поисковая скважина № 2400).

Таким образом, нами в пределах южной части Березовской впадины зафиксирована складка срыва. Данное явление может объяснить природу валообразных поднятий субмеридианального простирания закартированных в пределах Березовской впадины.

Если валообразные структуры, закартированные геологической съемкой и прослеженные редкой сеткой сейсморазведочных работ, были обусловлены надвиговыми дислокациями, то они в корне меняют карту перспектив нефтегазоносности Березовской впадины, и косвенно объясняют неудачи при поисковых работах на нефть и газ усиленно проведенных в 70—80-х годах.



# КОНОДОНТЫ РОДА *GALERODUS* MELNIKOV, 1987 ИЗ ЛЛАНДОВЕРИ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА (РЕКА КОЖЫМ)

Л. В. Соколова  
ИГ КомиНЦ УрО РАН  
[sokolova@geo.komisc.ru](mailto:sokolova@geo.komisc.ru)

Конодонты рода *Galerodus* с типовым видом *Galerodus magalius* из нижнего силура Тимано-Североуральского региона впервые описаны С. В. Мельниковым [2, 3]. Аппарат *G. magalius* был реконструирован как «состоящий из платформенных элементов трех типов (симметричного перехода):  $P_1$  — симметричного в боковой проекции с треугольными расносторонними очертаниями;  $P_2$  — асимметричного, с главным зубцом, смещенным к заднему краю;  $P_3$  — низкого гребневидного элемента, с длиной во много раз превышающей высоту конодонта» [2, с. 71]. Стратиграфическое распространение вида на территории Тимано-Североуральского региона приурочено к отложениям лландоверийского возраста. На Приполярном Урале (р. Кожым, обн. 217) *G. magalius* встречается в отложениях филиппгельского горизонта [2, 3].

При изучении обн. 109 (Приполярный Урал, р. Кожым), из слоя 86, сложенного известняком с ругозами, колониями табулят, гастроподами и брахиоподами, выделен лландоверийских комплекс конодонтов — *Oulodus* cf. *panuarensis*, *Ozarkodina waugoolaensis*, *Ozarkodina* aff. *broenlundi*, *Panderodus* sp. В составе комплекса определены  $P_1$  и  $P_2$  элементы *G. magalius*, а так же выделены S-элементы, возможно принадлежащие к аппарату *G. magalius*.

Виды конодонтов, аппараты которых содержат P и S элементы сходные с элементами *G. magalius*, известны из лландоверии Среднего Урала (*Gamachignathus*? aff. *macroexcavatus*, Уральская сверхглубокая скважина), Северной Земли (*G.*? *macroexcavatus* (Zhou, Zhsi et Xian)), Китая (*G.*? *macroexcavatus*), Австралии (*Pterospathodus cadiaensis* Bischoff) [1, 4, 5].

## Литература

1. Иванов К. С., Снигирева М. П., Мянник П., Бородин Г. Н. Конодонты и био-стратиграфия вулканогенно-кремнистых отложений раннего палеозоя, вскрытых уральской сверхглубокой скважиной СГ-4 // Литосфера, 2004. № 4. С. 89—101.
2. Мельников С. В. Конодонты ордовика и силура Тимано-Североуральского региона. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1999. 136 с.
3. Опорные разрезы верхнего ордовика и нижнего силура Приполярного Урала. Коми филиал АН СССР, 1987. 94 с.
4. Bischoff G. C. O. Early and Middle Silurian conodonts from Midwestern New South Wales. Frankfurt a. M., 1986. 337 p.
5. Mõnnik P. Conodonts in the Silurian of Severnaya Zemlya and sedov archipelagos (Russia), with special reference to the genus *Ozarkodina* Branson and Mehl. 1933 // Geodiversitas, 2002. 24 (1). P. 77—97.

# ГЕОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ОЗЁРНЫХ КОТЛОВИНАХ СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ НА ПОБЕРЕЖЬЕ БЕЛОГО МОРЯ

Е. Н. Стешенко<sup>1</sup>, О. П. Корсакова<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>АФ МГТУ, <sup>2</sup>ГИ КНЦ РАН, Апатиты

---

Донные отложения в котловинах малых озёр, расположенных на Карельском берегу Белого моря, формировались в течение позднеледникового и голоцена в результате смены условий седиментации, вызванной гляциоизостатическим поднятием территории и эвстатической миграцией уровня моря. Целью проведенных исследований было определение особенностей геологического строения донных отложений в озерных котловинах и реконструкция условий их формирования. Для этого решались задачи:

- стратиграфическое расчленение осадочной толщи по геологическим и палеонтологическим данным;
- выявление литологических особенностей отдельных стратиграфических подразделений;
- определение последовательности формирования донных отложений при смене условий седиментации.

Фактические данные были получены в ходе полевых исследований в составе сводного полевого отряда ГИ КНЦ РАН и ИГ КарНЦ РАН на территории северной Карелии в пределах Карельского берега Белого моря.

Исходным материалом послужили керны колонок донных отложений, вскрытых в котловинах малых озёр. Всего было изучено 8 озёр (рисунок). По геологическим данным и данным полевого диатомового экспресс-анализа были установлены основные стратиграфические толщи, которые накапливались в разных условиях седиментации. Стратиграфически нижняя толща предположительно сформирована осадками приледникового озера, которое существовало в депрессии Белого моря в конце валдайской ледниковой эпохи [1]. Она вскрыта в осадках наиболее высоко расположенной озерной котловины с урезом воды 72.4 м. Представлена эта толща глиной с алевритом, неясно слоистой с чёрными примазками органики. В вышележащую толщу переходит резко.

На осадках приледникового озера и переходной зоны от приледникового озера к морским отложениям во всех котловинах вскрыта морская толща, представленная от светло-серого до тёмно-серого цвета алевритом неслоистым, алевритом слоистым, серым мелко- и среднезарнистым песком с гравием, тонкозернистым слоистым песком с алевритом и органикой. Тонкая слоистость выражена за счёт гранулометрического состава

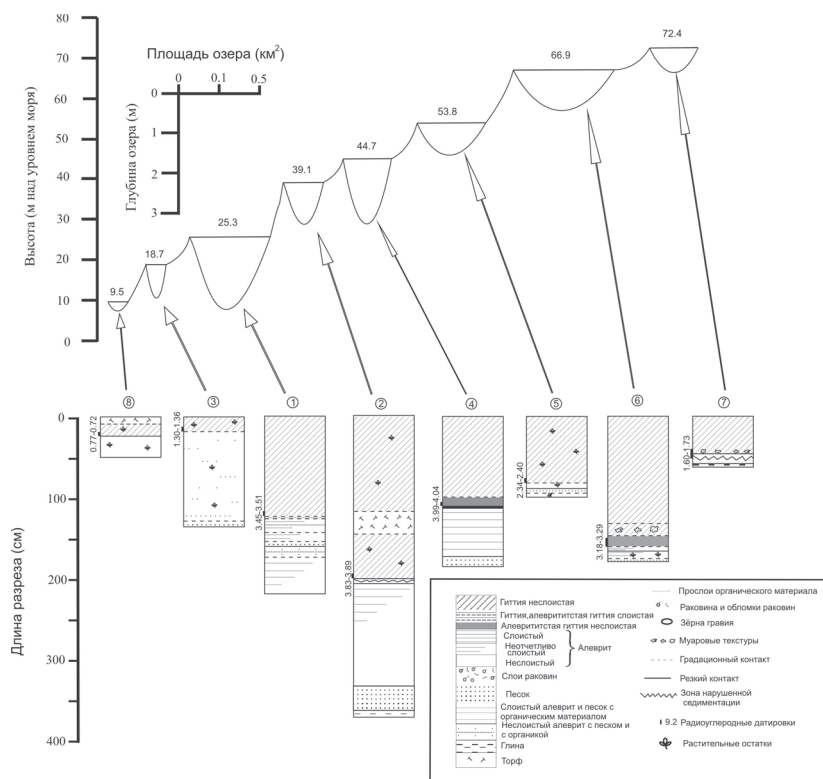


Схема высотного положения изученных озёр и их разрезы

ва и активно закисленной органики. В ней содержатся макроостатки растительности, предположительно стебли осоки, диатомовые водоросли *Cocconeis spp*, *Hyalodiscus spp*, *Gramatophora spp*, *Coscinodiscus spp* (здесь и далее определение Шелеховой Т. С.). Сверху на морских осадках залегают отложения переходной зоны от морских к пресноводным озерным. Это светло-коричневая гиттия, в которой наблюдается содержание минеральной фракции около 5 %, не слоистая, присутствие органических остатков не отмечается. В них были установлены морские (*Nitzschia spp*, *Amphora spp*, *Gyrosigma spp*), солоноватоводные (*Mastogloia spp*, *Diploneis spp*, *Synedra spp*) и пресноводные (*Fragilaria spp*, *Achnantes spp*, *Cymbella spp*, *Navicula spp*, *Synedra ulna*, *Tabelaria flocculosa*, *Tabelaria fenestrata*) диатомовые водоросли.

Стратиграфически верхняя толща представлена пресноводными озерными отложениями. Это гиттия, от светло-зелёной до тёмно-коричневой, обводнённая в верхней части, содержит единичные макроостатки растений, в некоторых озерах слоистая, в других — монотонная. В этих

осадках установлены только пресноводные диатомовые водоросли (*Navicula radiosa*, *Aulacazeira italica* var. *valida*, *Cymbela cymbiformis*, *Navicula peregrina*, *Anomoeoneis foliis*, *Anomoeoneis exilis*, *Diploneis* spp, *Pinnularia interrupta*, *Tabelaria flocculosa*).

Последовательность отложений, изученных в котловинах малых озер на Карельском берегу Белого моря, отражает смену условий седиментации, вызванную таянием последнего ледникового покрова (формировались отложения приледникового озера), гляциоизостатическим воздыманием суши и регрессивной миграцией уровня моря (формировались сначала морские отложения, а затем — пресноводные озерные).

### **Литература**

1. Колька В. В., Евзеров В. Я., Мёллер Я. Й., Корнер Д. Д. Последледниковое гляциоизостатическое поднятие на северо-востоке Балтийского щита // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова. Апатиты: Кольский научный центр РАН, 2005. С. 15—25.

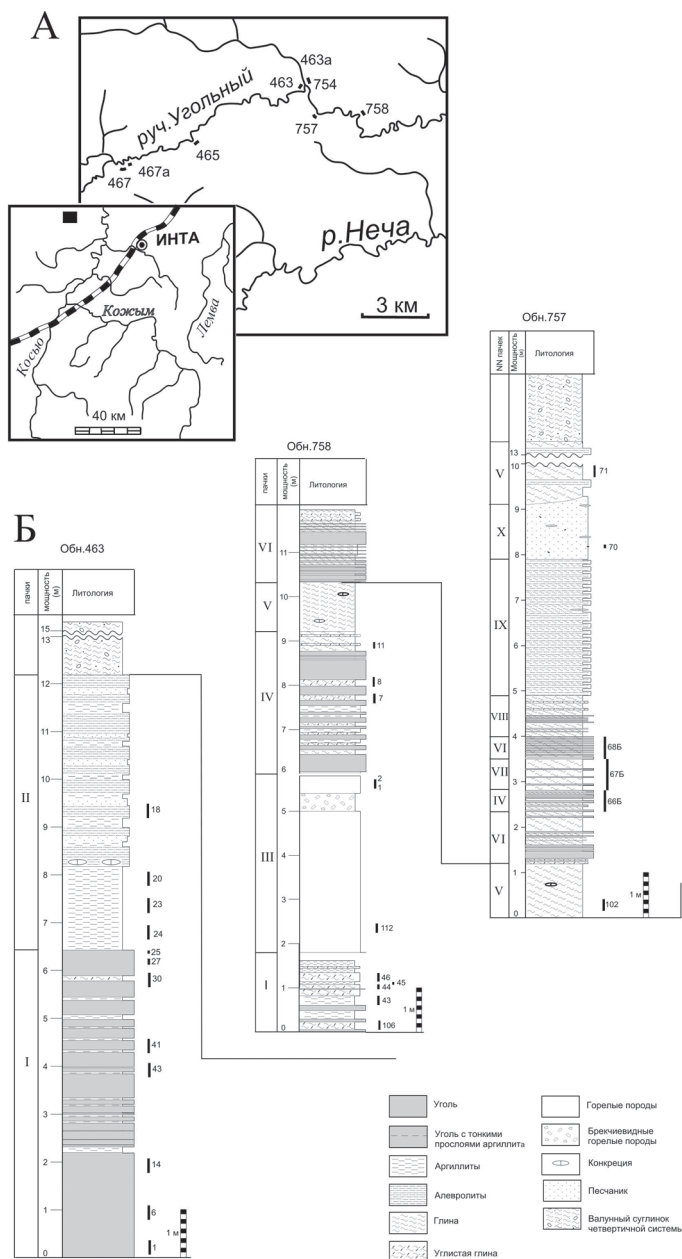
# **СОСТАВ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД ВЕРХНЕПЕРМСКОГО НЕЧЕНСКОГО БУРОУГОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (КОСЬЮ-РОГОВСКАЯ ВПАДИНА)**

Н. С. Суворова<sup>1</sup>, Ю. С. Симакова<sup>2</sup>

<sup>1</sup>СыктГУ, <sup>2</sup>ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Неченское буроеугольное месторождение расположено в 44 км к северо-западу от г. Инты. Оно приурочено к одноименной синклинали, простирающейся вдоль юго-восточного борта гряды Чернышева около 22 км. Наиболее перспективная площадь месторождения приурочена к верхнему течению р. Нечи (рис. 1, А). Неченское буроеугольное месторождение открыто жителем д. Петрунь И. Н. Сорвачевым [4]. Большая заслуга в изучении района принадлежит А. А. Чернову. Им впервые был установлен пермский возраст угленосных отложений р. Нечи [7]. В 1931—1932 гг. в районе обнажений пласта Неченского проводилась разведка под руководством Н. К. Складнева с целью установления возможности разработки угля открытым способом. В 1958 г. Коми-Ненецкое геологическое управление силами Интинской геолого-разведочной экспедиции провело поисковую разведку (Отчет о поисковой разведке на Неченском угольном месторождении в 1958 г. / К. Х. Музафаров. Воркута: Комигеолфонд, Сыктывкар, 1959, 77 с.). В 1976—1978 гг. поисковые работы были продолжены (Заключение по вопросу о целесообразности продолжения геологоразведочных работ на Неченском буроеугольном месторождении / С. С. Самолкин, С. В. Ширяев, В. М. Соловьев и др. Воркута: Комигеолфонд, 1983. 123 с.). В 2008 г. сотрудниками Института геологии Коми НЦ УрО РАН проводились ревизионные работы на Неченском месторождении с целью изучения качества и технологических свойств бурых углей, выяснения перспективных направлений их химико-технологической переработки, в которых принимал участие один из авторов (Ревизионные работы и технологическая оценка углей Неченского месторождения / И. Н. Бурцев, В. А. Салдин, В. В. Удоратин и др. Сыктывкар: Архив Коми НЦ УрО РАН, 2008. 281 с.).

Предшественниками вмещающие отложения Неченского месторождения отнесены к тальбейской свите печорской серии верхней перми. Угли находятся приблизительно в 1.3 км от ее основания. Выявлено чрезвычайно сложное строение пласта, который нередко представлен углистыми аргиллитами, а на некоторых участках расщепляется. Слои верхнепермских пород месторождения имеют волнистое залегание в целом близкое к горизонтальному. Угольные пласты в угольных пачках переслаиваются с глинистыми прослоями. Между угольными пачками залегают песчаники, алевролиты и глины. В отчетах и публикациях по Неченскому месторождению основное внимание было уделено составу, минералогическим включениям, геохимии, качеству, технологическим свойствам



**Рис. 1.** А — местоположение Неченского буругольного месторождения и расположение коренных выходов пород; Б — схема корреляции изученных выходов (Печорская серия, тальбейская свита)

непосредственно угленосных пород. На наш взгляд недостаточно хорошо изученными остались глинистые породы, широко распространенные в разрезе месторождения. Целью данной работы было выявление минерального состава глинистых пород и их распространения в разрезе.

В пределах Неченского месторождения были изучены естественные выходы (обн. 758, 757, 754, 463, 465, 467, рис. 1 а) и проведена их корреляция (рис. 1, б). Глинистые породы ассоциируют в разрезе с углями, терригенными и карбонатными породами. В отдельных обнажениях (обн. 758, 754) встречаются сгоревшие угольные пласты, которые нами обозначены как «горелые» [6].

Угли визуально разделены на типы: блестящие однородные, матовые и полосчатые, представленные переслаиванием блестящих и матовых прослоев. Существуют постепенные переходы между данными типами. В среднем по пласту в состав углей входят следующие компоненты: чистый уголь — 77.5 %, глинистое вещество — 19 %, пирит — 1.4 %, карбонаты — 0.3 %, кварц — 1.8 % [1]. В изученном разрезе по компонентному составу в углях преобладает гуминит (65—85 %), на группу инертинита приходится от 10 до 20 %, а остальные 5—10 % представлены липтинитом. Для минеральной составляющей (5—10 %) характерны глинистые минералы, кварц, пирит и кальцит [5]. Терригенные породы (обн. 463, 754, 757, 467) представлены граувакковыми песчаниками зеленовато-серого цвета, с тонко- и мелкозернистой структурой, среднесортированные. Алевролиты, обычно сильно глинистые, по составу обломков сходны с тонкозернистыми песчаниками. Горелые породы (обн. 758, 754) — плотные, не размокающие в воде образования, цвет которых меняется от бежевого до рыже-красного (порода напоминает по цвету красный кирпич). Карбонатные породы представлены глинисто-сидеритовыми конкрециями лепешковидной формы диаметром до 0.5 м (обн. 758, 757, 467).

По преобладанию определенных типов пород в разрезе выделено несколько пачек снизу вверх (рис. 1, Б): 1) угольная; 2) глинисто-алевритистая; 3) «горелая»; 4) глинисто-угольная; 5) глинистая; 6) углисто-глинистая; 7) глинистая с редкими углистыми прослойками; 8) глинистая с прослоями углистой глины; 9) глинистых алевролитов; 10) песчанистая.

Глинистые породы встречаются во всех изученных обнажениях. Они представлены плотными средне или иногда высоко литифицированными разновидностями, которые можно аттестовать как глины уплотненные (размокающие в воде) или аргиллиты слабо литифицированные. Среди последних обособляются по составу углистые аргиллиты, которые условно различаются от углей глинистых.

Под микроскопом в шлифах в аргиллитах наблюдается основная пелитоморфная масса (60—90 %) и минеральные включения (10—20 %, редко до 40 %). Текстура аргиллитов массивная, волнистая, взмученная, в одном из образцов (463а/18) встречается зонально-концентрическая текстура. Из основной массы четко выделяются зерна серицита и хлорита. Серицит (до

5 % от всей глинистой массы) представлен зернами удлиненной формы (в виде иголочек), размером до 0.07 мм. Хлорит отмечен двух видов: зерна удлиненной формы насыщенного зеленого цвета и чешуйчатые агрегаты — бледно зеленого. Размеры зерен хлорита от 0.01 до 0.04 мм. В виде включений алевритовой и тонкопесчаной размерности встречаются зерна кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, а также циркона и лейкоксена. Кварц резко преобладает над другими обломками. Зерна его полуокатанные, размеры варьируют от 0.01 до 0.06 мм, но преобладают 0.002—0.03 мм. Практически весь кварц монокристаллический с нормальным погасанием и только 5—7 % зерен имеют волнистое погасание. Обломки полевых шпатов (0.02—0.06 мм) имеют вытянутую таблитчатую форму и сильно пелитизированы. Плагиоклазы среди них очень редки. Отмечаются единичные полуокатанные зерна циркона (0.009—0.02 мм) и полуокатанные зерна непрозрачного лейкоксена (0.008—0.04 мм). В косом отраженном свете они становятся белыми, подобно вате. Содержание органического вещества в разных образцах меняется от 5 до 25—30 %.

Для определения минерального состава глинистых пород Неченского месторождения был выполнен дифрактометрический анализ 40 образцов, а также изучены 10 шлифов аргиллитов под поляризационным микроскопом.

Фазовый состав глинистой фракции образцов был определен при помощи рентгендифрактометрического анализа ориентированных препаратов. Характерной особенностью большинства глин является присутствие в них значительного количества каолинита. Он отсутствует только в «горелых» породах, состав глинистой фракции которых весьма скуден и представлен только гидрослюдами с небольшим количеством смешанослойных фаз.

Своеобразие фазового состава обн. 758 проявляется в присутствии практически по всему разрезу вермикулитоподобной фазы и неупорядоченных смешанослойных образований. Появление таких фаз может быть связано с температурным воздействием в процессе самовозгорания угольных пластов. В глинистой фракции остальных обнажений значительную роль играют разбухающие слоистые силикаты — смектит и иллит/смектит. В обн. 463 смектит в большинстве случаев изменен и деградирован, что выражается в существенном снижении интенсивности рефлексов смектита на дифрактограммах насыщенных глицерином образцов. В образцах обн. 467 смектит чаще всего диагностируется в значительном количестве. Магнезиально-железистый хлорит по всему разрезу изменен в той или иной степени и присутствует в подчиненном количестве.

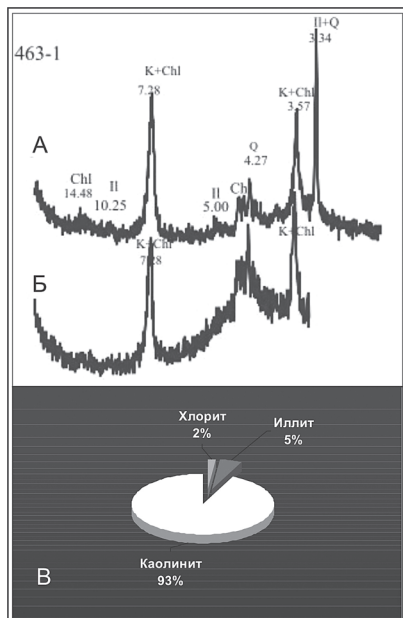
Для разреза Неченского месторождения выделено две устойчивые ассоциации глинистых минералов: 1) хлорит-иллит-каолинитовая (рис. 2) и 2) иллит-смектит-хлорит-каолинитовая (рис. 3).

Первая ассоциация связана угольными пачками и распространена в углистых аргиллитах и собственно углях. Преобладающим минералом является каолинит, составляющий от 73 до 93 %. Хлорит и иллит имеют примерно оди-



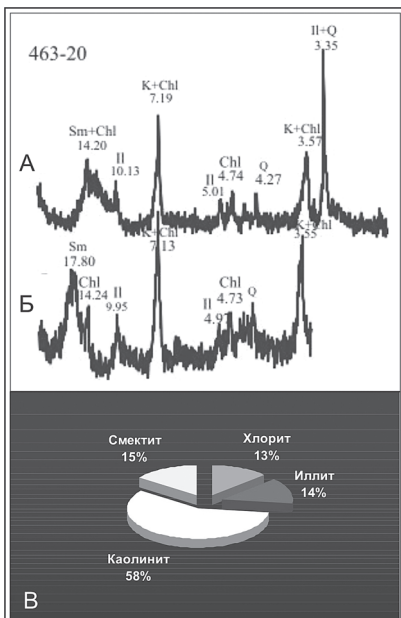
наковое процентное содержание, варьирующее от 5 до 15 %. В основании разреза (обр. 463/1, рис. 2) наблюдается самое низкое содержание хлорита (2 %) и иллита (5 %) и самое высокое — каолинита (93 %). В породах угольной пачки важно отметить полное отсутствие смектита. Однако в аргиллите непосредственно в кровле угольной пачки (обн. 463, обр. 27) обнаружен смектит до 2 %.

Вторая ассоциация характерна для глинистых пород безугольных пачек. Каолинит в этой ассоциации также преобладает, но содержание его уменьшается до 30—70 %. Содержание хлорита увеличивается до 15—31 %. Он в большинстве случаев преобладает над иллитом. Содержание иллита в целом остается прежним 5—14 %, лишь в верхней части разреза увеличивается до 20 %, при этом содержание каолинита уменьшается до 30 %. Характерным компонентом ассоциации является смектит, составляющий от 5 % до 30 %, в среднем его количество даже больше иллита (обр. 463/20, рис. 3). Как было уже отмечено выше, смектит в значительном количестве присутствует в образцах обн. 467, следует заметить, что в данном обнажении выходы угольных пластов вовсе отсутствуют.



**Рис. 2.** Обр.463/1 из угольной пачки: а — дифрактограмма воздушно-сухого образца, б — дифрактограмма образца, обработанного глицерином, в — диаграмма содержания глинистых минералов

Sm — смектит, Chl — хлорит, Il — иллит, K — каолинит, Q — кварц



**Рис. 3.** Обр. 463/20 из неугольной пачки: а — дифрактограмма воздушно-сухого образца, б — дифрактограмма образца, обработанного глицерином, в — диаграмма содержания глинистых минералов

В целом по разрезу можно отметить:

1. Каолинит является преобладающим минералом во всех глинистых породах. На основании чего можно предположить, что породы формировались в континентальных условиях (КВ) гумидной зоны [2];

2. Отсутствие в глинистых породах угольной пачки смектитов и высокое, по сравнению с вмещающими породами, содержание каолинита обусловлено тем, что за счет выщелачивания под действием растворов, содержащих органические продукты, поступающих из болота, в котором формировались угольные пласты, смектиты преобразовались в каолинит [3].

Дальнейшее изучение глинистых пород, выделение минеральных ассоциаций и их соотношений позволит уточнить условия осадконакопления верхнепермских отложений Неченского бурогоугольного месторождения.

### Литература

1. Гранович И. Б., Степанов Ю. В., Судаков Б. В. Вещественно-петрографический состав, метаморфизм и качество углей // Угленосная формация Печорского бассейна. Под ред. В. А. Дедеева. Л.: Наука, 1990. С. 91—130.

2. Зхус И. Д. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М.: Наука, 1966. 278 с.

3. Милло Ж. Геология глин (выветривание, седиментология, геохимия). Под. ред. А. Г. Коссовской. Л.: Недра, 1964. 359 с.

4. Олыккайнен А. М., Шуреков Н. А. Угольные месторождения Интинского района (Печорский район). Инта, 1997. 291 с.

5. Процько О. С., Суворова Н. С. Верхнепермские отложения Неченского месторождения (на примере обн. 463, руч. Угольный) // Органическая минералогия. Сыктывкар, ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009. С. 132—134.

6. Салдин В. А., Бурцев И. Н., Груздев Д. Г., Шеболкин Д. Н. Корреляция разрезов верхнепермских отложений Неченского бурогоугольного месторождения // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XV Геологического съезда Республики Коми. Т. III. Сыктывкар: Геопринт, 2009. С. 237—240.

7. Чернов А. А. Угленосные районы бассейна р. Косью в Печорском крае по исследованиям 1924 г. Л.: Геол. ком., 1925. 55 с. (Материалы по общей и прикл. геологии Геол. ком.; Вып. 119).

# ФОРМИРОВАНИЕ МИКРОПОЛИКРИСТАЛЛИЧЕСКИХ АЛМАЗНЫХ АГРЕГАТОВ С УЧАСТИЕМ ГАЗОВОЙ ФАЗЫ

А. Е. Сухарев<sup>1</sup>, В. А. Петровский<sup>1</sup>, В. П. Филоненко<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

<sup>2</sup>ИФВД РАН, Троицк

*sukharev@geo.komisc.ru*

Особенности сколов микрополикристаллических агрегатов (карбонадо Бразилии) и синтетических карбонадоподобных поликристаллов, показывают, что последние наиболее близки по характеру сколов к природным [1], а мантийные среды кристаллизации алмаза представляют собой насыщенные летучими компонентами расплавы или флюиды [9]. Предполагается, что в природе подобные Р-Т-условия вполне могут реализоваться, тем более, что синтез поликристаллов не требует длительной выдержки. Более загадочным представляется вопрос о форме углеродной компоненты, которая может превратиться в алмазный поликристалл и какие соединения могут активировать или интенсифицировать этот процесс.

Для давлений в 8 ГПа мы имеем информацию о том, что поликристаллы алмаза, синтезированные по обычной схеме из графита разной зернистости наследуют характерные особенности графита, т. е. из более крупнозернистого графита образуются и более крупнозернистые алмазные поликристаллы. При этом, плотный графит, в течение нескольких секунд превращается в алмаз и процесс этот облегчается металлом-катализатором. Можно также допустить, что в природе в зоне карбонадообразования присутствует скопление графита, поскольку эксперименты по термобарической обработке углеводородов при 8 ГПа, показали, что они приобретают структуру графита при температурах порядка 1200 °С за короткое время [6]. Таким образом, важным условием для синтеза плотных поликристаллов алмаза необходимо наличие объемных частиц графита.

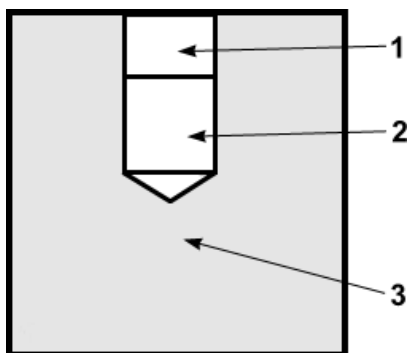
Основная серия экспериментов проведена при давлении 8.0 ГПа [2, 3, 5] в диапазоне температур 1400—1600 °С. Предполагается, что процесс роста карбонадо происходит в нестационарных условиях во время прорыва магмой слоя органического вещества, находящегося в стадии превращения в углерод. Поэтому в наших экспериментах реализован кратковременный (« 10 сек) процесс образования микрополикристаллических агрегатов. В этом отношении модельные эксперименты [4] не противостоят предположениям, сделанным Джейнсом [8].

В дополнение к традиционному методу синтеза карбонадо с использованием металлического стержня и цельной графитовой заготовки в данной серии опытов использовались гомогенные смеси графитового порошка с различными катализаторами (рис. 1). В качестве базового варианта

использовалась смесь графита с порошком железа. Алмазные поликристаллы, полученные в этой системе, сравниваются с агрегатами, синтезированными в смесях графита с оксидами железа  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Система Н-С-О-Fe выбрана как имеющая непосредственное отношение к образованию алмазных поликристаллов в природе в условиях генерации газовой фазы [7, 9—11]. Использовались схемы снаряжения, в которой нижняя часть стержня-катализатора представляла собой смесь оксида железа  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  с графитом МГ ОСЧ в равных весовых пропорциях, а в верхней части находился порошок железа (рис. 1).

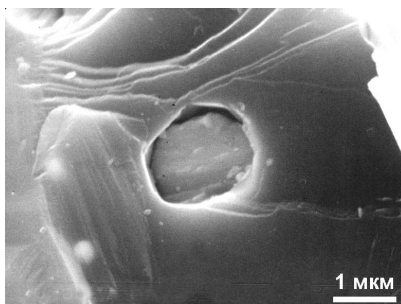
Синтез прошел с образованием поликристалла. В данной серии опытов проведен рентгеновский анализ исходного оксида железа  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , материала стержня-катализатора после синтеза и синтезированного алмазного поликристалла.

В полученном алмажном агрегате присутствуют интерстиции и в большинстве случаев в интерстициях по границам кристаллитов, а также в кристаллитах, фиксируются сингенетические включения металла (рис. 2). В отдельных участках карбонадо форма зерен локально грануломорфная. При этом в некоторых кристаллитах встречаются воронкообразные полости, характеризующие динамику взаимоотношений алмазной и газовой фаз в ростовом процессе (рис. 3, а). В процессе лабораторного вытравливания металлической фазы, в теле карбонадо образуются поры, стенки которых, по аналогии с природными образцами, инкрустированы алмазными кристаллитами (рис. 3, б). Здесь же, в порах, встречаются еще не изученные нанометровые углеродистые глобулы. В частично отработанном стержне — катализаторе обнаруживается графит в «окружении» сидерита и вюстита, пластинчатый и слоистый графит, гематит рядом с вюститом, следы от газовых пузырей на кристаллитах вюстита, а также алмазы (микронники), которые не получили разви-

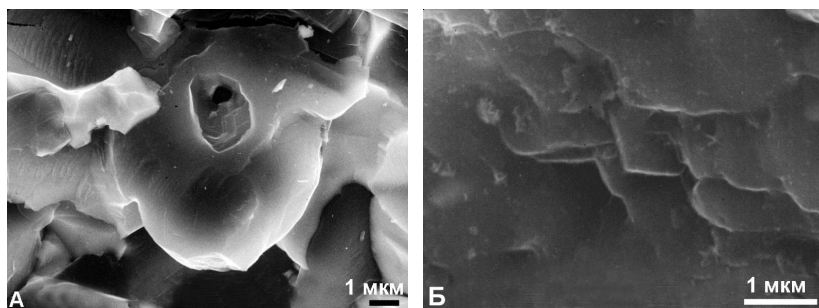


**Рис. 1.** Схема снаряжения контейнера высокого давления камеры типа «тороид» для синтеза микрополикристаллических агрегатов.

1 — порошок железа, 2 — смесь оксида железа с графитом, 3 — реакционный графит



**Рис. 2.** Морфологические особенности алмазных кристаллитов, выросших в флюидонасыщенной среде



**Рис. 3.** Размерные неоднородности в микрополикристаллическом алмазном агрегате

тия из-за экранирования их от углеродной подложки газовым пузырем.

Таким образом, подтвержден факт синтеза плотных алмазных микрополикристаллов со взаимопрососланными алмазными кристаллитами в условиях высокой концентрации, в зоне реакции, углеродной фазы со структурой графита и компонента (металл-катализатор, водород и т.п.), облегчающего прямую трансформацию кристаллитов углерода со слоистой структурной формой в тетраэдрическую. Установлено, что при давлениях около 8.0 ГПа и температурах около 1500 °С в объеме стержней-катализаторов из смесей железа или оксида железа с порошковым графитом образуются отдельные монокристаллы алмаза или сростки из нескольких кристаллов. Наличие флюидной фазы  $\text{CO-CO}_2$  приводит к формированию искаженных двойникованных монокристаллов с наличием отрицательного рельефа. При этом рост кристаллов алмаза обеспечивается диффузией углерода к растущим граням через жидкую металлическую и флюидную фазы. Одновременно в тех же экспериментах из монокристаллической графитовой заготовки вырастают плотные алмазные микрополикристаллические агрегаты. К их отличиям от карбонадоподобных агрегатов, полученных нами ранее при использовании в качестве катализатора сплава никеля с хромом, можно отнести значительное количество алмазных кристаллитов с округлой формой, свидетельствующей о начале растворения алмазного кристалла. Этот факт можно объяснить относительной трудностью формирования микрополикристаллического алмазного агрегата в системе железо-углерод, связанной с возможностью образования в процессе синтеза устойчивого карбида железа —  $\text{Fe}_3\text{C}$ . Замедление скорости роста каркаса микрополикристаллического алмаза путем мартенситного превращения графита приводит к появлению в объеме агрегата пор. Давление в этих порах, заполненных металлической фазой, может быть гораздо ниже и соответствовать области термодинамической стабильности графита. В таких условиях сформировавшиеся грани алмазных зерен начинают растворяться. Металлическая фаза присутствует в объеме синтетического карбонадо как в виде тонких прослоек по границам зерен, так и в их объеме в виде равноосных включений с формой гексагонов. Вид

характерных поверхностей скола синтетических микрополикристаллов полученных в системе Н—С—О—Fe близок по характеру к природным карбонадо.

Изучение размерных неоднородностей в микрополикристаллических алмазных агрегатах с использованием экспериментального моделирования приближает нас к пониманию генезиса карбонадо в природе.

*Работа выполнена при частичной поддержке грантов НШ-3266.2008.5 и МК-4015.2008.5.*

## Литература

1. Петровский В. А., Антанович А. А., Сухарев А. Е. и др. Сравнительный анализ структурных характеристик синтетических и природных алмазных поликристаллов карбонадо // Материалы Международной конференции по проблемам физики твердого тела. Минск, 2003. С. 68—70.

2. Петровский В. А., Яковлев Е. Н., Филоненко В. П. и др. Физико-химические условия генезиса карбонадо по природным и экспериментальным данным // Материалы 7-й Междунар. научн. конф. «Молекулярная биология, химия и физика гетерогенных систем». Москва—Плес, 2003. С. 233—238.

3. Петровский В. А., Яковлев Е. Н., Филоненко В. П. и др. К проблеме генезиса карбонадо // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2004. № 4. С. 9—15.

4. Петровский В. А., Сухарев А. Е. Микрополикристаллические алмазные агрегаты: природные, экспериментальные и теоретические данные. Сыктывкар: Геопринт, 2006. 29 с.

5. Петровский В. А., Филоненко В. П., Сухарев А. Е. Экспериментальное моделирование генерации алмазных микрополикристаллов в ростовой среде Н—С—О—Fe с участием газовой фазы. Сыктывкар: Геопринт, 2008. 20 с. (Отчетная серия № 4)

6. Яковлев Е. Н., Воронов О. А., Рахманина А. В. Синтез алмазов из углеводородов // Сверхтвердые материалы, 1984. № 4. С. 8—11.

7. Deines P., Harris J. W. Sulphide inclusions chemistry and carbon isotopes of African diamonds // Geochim et Cosmochim. Acta, 1995. V. 59 (15). P. 3173—3188.

8. Jeynes C. Natural polycrystalline diamond // Industrial Diamond Review, 1978. № 1. P. 14—23.

9. Navon O., Hutcheon I. D., Rossman G. R., Wasserburg G. R. Mantle-derived fluids in diamond micro-inclusions // Nature, 1988. V. 355. P. 784—789.

10. Navon O. High internal pressures in diamond fluid inclusions determined by infrared absorption // Nature, 1991. V. 353. P. 746.

11. Taylor W. R., Green D. H. The role of the reduced C-O-H fluids and mantle melting // Proc. 4<sup>th</sup> Int. Kimberlite Conf., Geol. Sci. Soc. Aust., Spec. Publ. 1989.

# ЗОНА ЗАПАДНОГО КОНТАКТА ДЗЕЛЯЮСКОГО ТЕРРЕЙНА (ПЛАСТИНЫ)

С. Н. Сычев

ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

*sychev1986@yandex.ru*

Тектонический характер зоны Главного Уральского разлома (ГУР) в южной части Полярного Урала в целом определяется сочленением двух крупных единиц — Лемвинского аллохтона на северо-западе и Войкаро-Сыньинского аллохтона на юго-востоке [3, 6]. В состав последнего нами включается Дзеляюский террейн, слагающий одноименную тектоническую пластину [4] (рис. 1, А). По представлениям ряда авторов [2, 7] и др. ГУР унаследует падавшую на восток палеозону Беньюфа. К нему приурочен войкарско-кемпирсайский комплекс тектонитов. В строении тектонитов наблюдается зональность: западная полоса сложена апобазальтовыми blastsмилонитами, восточная сложена в западной части апобазальтовыми глаукофанитами, в восточной — апогабброамфиболитовыми глаукофанитами [4, 1].

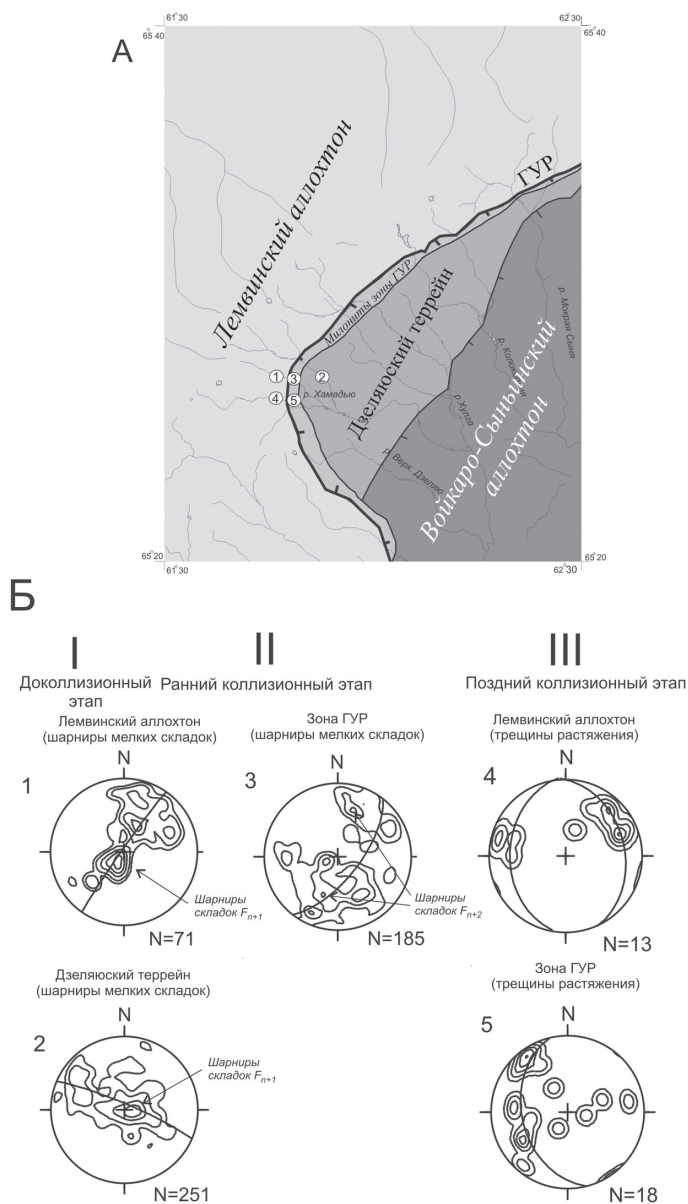
Как было показано ранее для более северного района горного массива Хордьюс (от бассейна р. Хойла на севере до бассейна р. Пага на юге), в зоне ГУР и прилегающих тектонических единицах структурные парагенезисы были сформированы на разных этапах деформации [5].

Как в породах зоны ГУР, так и в сопряженных с ней породах Лемвинского аллохтона и Дзеляюского террейна выделяется два типа деформаций — ранние пластические, представленные мелкой складчатостью, и более поздние хрупкие, которые фиксируются трещинами растяжения (рис. 1, Б).

Наиболее ранние деформации развиты в породах Лемвинского аллохтона и Дзеляю. Наблюдаемый здесь рисунок пластических деформаций: шарниры  $b_{n+1}$  мелких складок  $F_{n+1}$  преимущественно субвертикальны (рис. 1, Б аз. пр. 1,2) типичен для складок сдвиговых смещений вдоль линейно ориентированных вдоль ГУР вулканогенно-осадочных пород молодшорско-грубешорской свиты и базит-гипербазитовых пород дзеляюского комплекса. Более поздние складки имеют различные углы погружения шарниров, что выражается в их веерообразном размещении по дуге большого круга на азимутальной проекции (рис. 1, Б аз. пр. 1,2). Распределение по дуге большого круга произошло после сдвиговых перемещений в результате надвигообразования сложной кинематики, на ранней коллизионной стадии преобразования пород.

Более поздний этап пластических деформаций зафиксирован в породах зоны ГУР. Мелкие складки  $F_{n+2}$  в них характеризуются пологими ( $20-40^\circ$ ) шарнирами, погружающимися к югу и северу, в меньшей степени к западу (рис. 1, Б аз. пр. 3). Такую ориентировку шарниров можно объяснить моделью Хансена, показывающей перемещение масс ве-

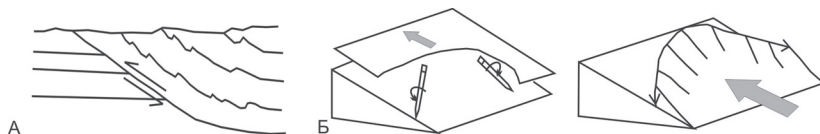




**Рис. 1.** А — Тектоническая схема района массива Хордыус и его обрамления. Цифры в кружках обозначают номер азимутальной проекции. Б — азимутальные проекции шарниров мелкой складчатости и трещин растяжения (нижняя полусфера)



щества при общем надвигообразовании [8]. При этом происходило изгибание всей толщи при надвигообразовании с последующим пережимом в центральной части (рис. 2). Именно эти пластические деформации представляют ранний коллизионный этап формирования структуры Урала.



**Рис. 2.** Модель Хансена [8]. А — развитие ассиметричных складок. Б — механизм надвигообразования и объясняющий различную вергентность простирающихся в одной плоскости складок  $F_{n+2}$

Хрупкие деформации наблюдаются в Лемвинском аллохтоне и зоне ГУР. Это трещины растяжения типа “х” joints [9] (рис. 1, Б аз. пр. 4,5). По нашему мнению формирование трещин растяжения происходило на позднем коллизионном этапе после снятия сжимающих напряжений.

Интерпретация пластических деформаций следующая: шарниры  $b_{n+1}$  мелкой складчатости  $F_{n+1}$  первоначально были субвертикальными. Образованы они перед региональным надвигообразованием и отражают доколлизийную стадию развития прилегающих к ГУР тектонических единиц. Шарниры  $b_{n+2}$  мелкой складчатости  $F_{n+2}$  сформированы на раннем коллизионном этапе при формировании зоны ГУР. Хрупкие деформации являлись завершающими и были наложены на все комплексы орогена на поздней коллизионной стадии его эволюции.

*Работы выполнены в рамках проекта «Создание комплекта геологических и прогнозно-минералогических карт масштаба 1:200000 по листам Q-41-XVI, XVII, XXI, XXII».*

## Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000 (издание второе). Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XIX, XX (Большая Инта). Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ (в издании).
2. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натанов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 326 с.
3. Перфильев А. С. Особенности тектоники севера Урала. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 182. М.: Наука, 1968. 221 с.
4. Ремизов Д. Н. Островодужная система Полярного Урала (петрология и эволюция глубинных зон). Екатеринбург. УрО РАН, 2004. 221 с.
5. Сычев С. Н. Соотношение хрупких и пластических деформаций зоны сочленения палинктишорской толщи и массива Хордьюс // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XV

Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009. С. 160—163.

6. Тектоническая карта Урала, м-б 1:1 000 000 (ред. А. В. Пейве, С. Н. Иванов, А. С. Перфильев, В. М. Нечеухин). 1976.

7. Юдин В. В. Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург. Наука, 1994. 285 с.

8. Marshak S., Mitra G. Basic methods of structural geology. NJ.: Prentice Hall, 1988. 446 p.

9. van der Pluijm B. A., Marshak S. EarthStructure — An Introduction to Structural Geology and Tectonics. WCB-McGraw-Hill, 1997. 495 p.

# СОСТАВ, СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ БУРЕГСКОЙ СВИТЫ ПСКОВСКО-ДЕМЯНСКОЙ ФАЦИАЛЬНОЙ ЗОНЫ

А. Б. Тарасенко  
СПГГИ (ТУ), Санкт-Петербург  
*etele1@ya.ru*

---

Выявление особенностей состава и строения бургеской свиты выполнено с целью реконструкции обстановок ее формирования и палеогеографических условий.

В работе использован метод детального литолого-генетического анализа, разработанный в трудах Ю. А. Жемчужникова. Он основан на выделении в составе отложений литологических типов осадков и изучении их взаимоотношений.

Исследования верхнедевонских отложений Русской плиты продолжают почти два века. Основы современного расчленения отложений Главного девонского поля (ГДП) разработаны Д. В. Обручевым и Р. Ф. Геккером и в более позднее время Э. Ю. Самметом и В. С. Сорокиным.

Непосредственно под четвертичными отложениями бургеская свита ( $D_3br$ ) прослеживается на северо-западной окраине Русской плиты. В работе рассматриваются отложения бургеской свиты Псковско-Демьянской фациальной зоны, расположенной на территории центральной части ГДП. Стратотип бургеской свиты находится на юго-западе листа О-36-IV в районе д. Бурег (Южное Приильменье) (рисунок).

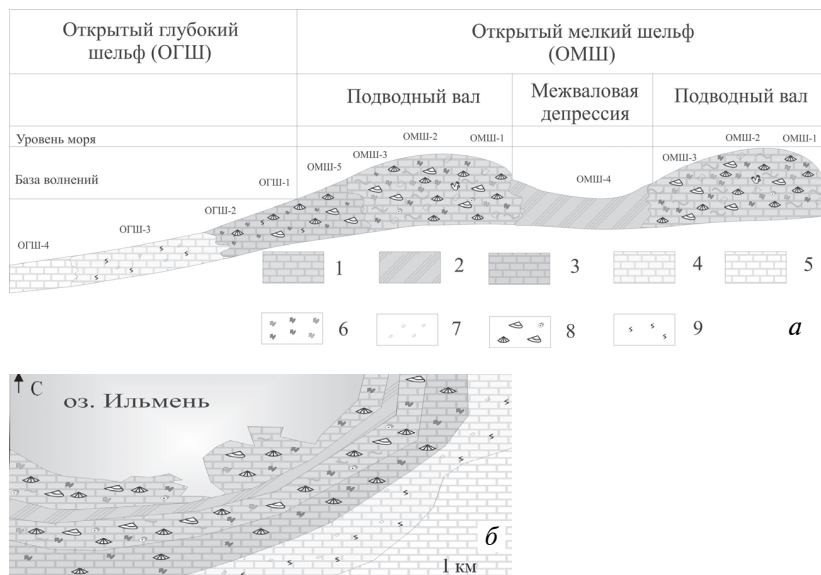
В основу работы положены литологические и минералого-петрографические исследования бургеских отложений, описанных автором в естественных обнажениях, результаты обработки литологических и палеонтологических материалов, изложенных в ряде публикаций [1, 2] и фондовых отчетов [4, 5], а также данные количественного определения нерастворимого остатка (н.о.), выполненного для каждого литологически различного слоя. В результате была разработана литолого-генетическая типизация отложений бургеской свиты. Выделены фациальные комплексы: отложения открытого мелкого шельфа и отложения открытого глубокого шельфа.

Для удобства пользования названиями литотипов применена система индексов. Фациальные комплексы пород обозначены заглавными буквами: ОМШ — открытый мелкий шельф, ОГШ — открытый глубокий шельф. Цифрами обозначены литотипы. При петрографической характеристике пород использовалась классификация карбонатных пород по первично-осадочным структурам Данхема [3].

**Отложения открытого мелкого шельфа** (рисунок) представлены чередованием комплекса органогенно-обломочных биокластических песчанистых известняков (ОМШ-1, 2, 3) и серовато-зеленых глин (ОМШ-4). Наличие значительного количества терригенной примеси (н.о.

~14 масс. %), окатанных несортированных органических остатков стеногалийных морских организмов, окатышей песчаника и известняка указывают на формирование отложений, в условиях нормальной солёности, сильного волнового воздействия и миграции береговой линии относительно области седиментации. Глинистые прослои характеризуют отложения тиховодных межваловых депрессий с ослабленной гидродинамикой, где карбонатакопление было подавлено. Комплекс карбонатных и глинистых отложений формировался в хорошо аэрируемой зоне открытого мелкого шельфа. На участках, подверженных воздействию интенсивных волнений, формировались системы подвижных детритовых валов, а ложбины, заполнялись тонким алевро-пелитовым материалом. Мощность данного комплекса составляет 1—6 м, увеличиваясь к юго-востоку до 7—8 м.

Пограничная зона с ОГШ сложена пакстоунами, постепенно переходящими в мадстоуны (ОМШ-5, ОГШ-1, 2). В породах присутствует неориентированный неравномерно распределенный крупный детрит брахиопод, гастропод, наутилоидей, с удалением от берега происходит уменьшение количества обломочных компонентов и терригенной примеси, что указывает на снижение динамики среды и увеличение глубины бассейна.



Схематический профиль (а) и палеогеографическая схема (б) осадконакопления в бурегское время.

Литотипы 1 — ОМШ-1, 2, 3; 2 — ОМШ-3; 3 — ОМШ-5, ОГШ-1, 2; 4 — ОГШ-3; 5 — ОГШ-4; 6 — пятна ожелезнения, 7 — доломитизация, 8 — органические остатки; 9 — следы илоедов

**Отложения открытого глубокого шельфа** (рисунок). Литотип ОГШ-2 сменяется светло-серыми плитчатыми мадстоунами с Fe-Mn дендритами и следами ползания червей (ОГШ-3). Примесь терригенного материала составляет около 4 масс. %. ОГШ-3 по своим декоративным и физико-механическим свойствам является перспективным для использования в качестве облицовочного материала [6]. Мадстоуны мощностью ~5 м расположены на юго-востоке от оз. Ильмень в пределах листа О-36-IV. Реконструируется осадконакопление в условиях нормальной солености и низкой гидродинамической активности придонных вод. В область открытого шельфа почти не попадает обломочный терригенный материал, и осадконакопление носит хомогенный характер. Глубины составляют десятки метров, располагаются ниже базиса действия волн. Залегающие выше по разрезу белые комковатые мад-вакстоуны с прослоями детритового материала (литотип ОГШ-4) постепенно переходят в тонкое линзовидно-полосчатое чередование белого вак-пакстоуна и серовато-зеленых алевролитистых глин. В известняках присутствует детрит брахиопод, остракод, ходы илоедов, в глинах — мелкий редкий детрит рыб. Увеличение количества и мощности глинистых прослоев указывает на начало обмеления бассейна осадконакопления. Мощность отложений в среднем составляет 2—3 м.

О температуре придонных вод в палеобассейне можно судить по результатам анализа соотношения Са и Mg раковинного вещества брахиопод *Cyrtospirifer*, выполненного Л. А. Дорофеевой. Установлено, что воды обладали нормальной соленостью и среднегодовой температурой, близкой к 19—20 °С.

Таким образом, отложения бургеской свиты, представленные 9 литотипами, формировались в условиях эпиконтинентального бассейна с нормальной соленостью в пределах открытого мелководья и глубоководного шельфа (трансгрессивно-регрессивная последовательность).

### Литература

1. *Вербицкий В. Р. и др.* Госгеолкарта РФ м-ба 1:200 000, лист О-36-XIV. Объяснительная записка. СПб, 2000.
2. *Сорокин В. С.* Этапы развития Северо-Запада Русской платформы во франском веке. Рига, 1978.
3. *Dunham R. J.* Classification of Carbonate Rocks // Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull. 1962.
4. *Делюсин В. Н. и др.* Отчет о результатах комплексной геолого-гидрогеологической съемки м-ба 1:50 000 Старорусского р-на Новгородской обл. ЛКГЭ, 1962.
5. *Малаховский Д. Б. и др.* Отчет о геолого-гидрогеологической съемке листа О-36-XIV в м-бе 1:200 000, 1960.
6. *Морозова Н. К., Романовский А. З.* Отчет о результатах поисков месторождений карбонатных пород для производства облицовочных изделий в Новгородской области. ЛКГЭ, 1985.

# ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ В ОЗЁРНЫХ КОТЛОВИНАХ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ БЕЛОГО МОРЯ И ГЛЯЦИОИЗОСТАТИЧЕСКОЕ ПОДНЯТИЕ СУШИ (НА ПРИМЕРЕ РАЙОНА ЭНГОЗЕРО, СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ)

Д. С. Толстобров<sup>1</sup>, В. В. Колька<sup>2</sup>

<sup>1</sup>АФ МГТУ, <sup>2</sup>ГИ КНЦ РАН, Апатиты

*kolka@geoksc.apatity.ru*

---

Береговая линия Кандалакшского залива на протяжении голоцена испытывает в целом регрессивное перемещение. Причиной этого является гляциоизостатическое воздымание северо-восточной части Балтийского щита. Это связано с тем, что в поздневалдайское время территория Балтийского щита была покрыта мощным слоем льда. Земная кора, находящаяся подо льдом, прогибалась под его тяжестью. Затем ледник начал таять, при этом в пределы Балтийского щита, стало наступать море из-за повышения своего уровня за счёт талых вод. Уровень моря значительно повысился в позднеледниковое время, а континент ещё не начал интенсивно подниматься из-за снятия ледниковой нагрузки, поэтому произошло глубокое внедрение моря в пределы суши. Но затем поднятие континента стало преобладать над трансгрессией моря и его береговая линия начала отступать. Процесс гляциоизостатического поднятия здесь длится уже более 10000 лет.

В целом, при изучении донных отложений озёр, расположенных на побережье, можно встретить пять типов фаций, которые отражают различия в условиях осадконакопления [1]:

— *осадки фации позднеледникового приледникового озера (I)* обычно представлены неслоистой глиной, или неясно слоистой алевролитистой глиной или ленточной глиной;

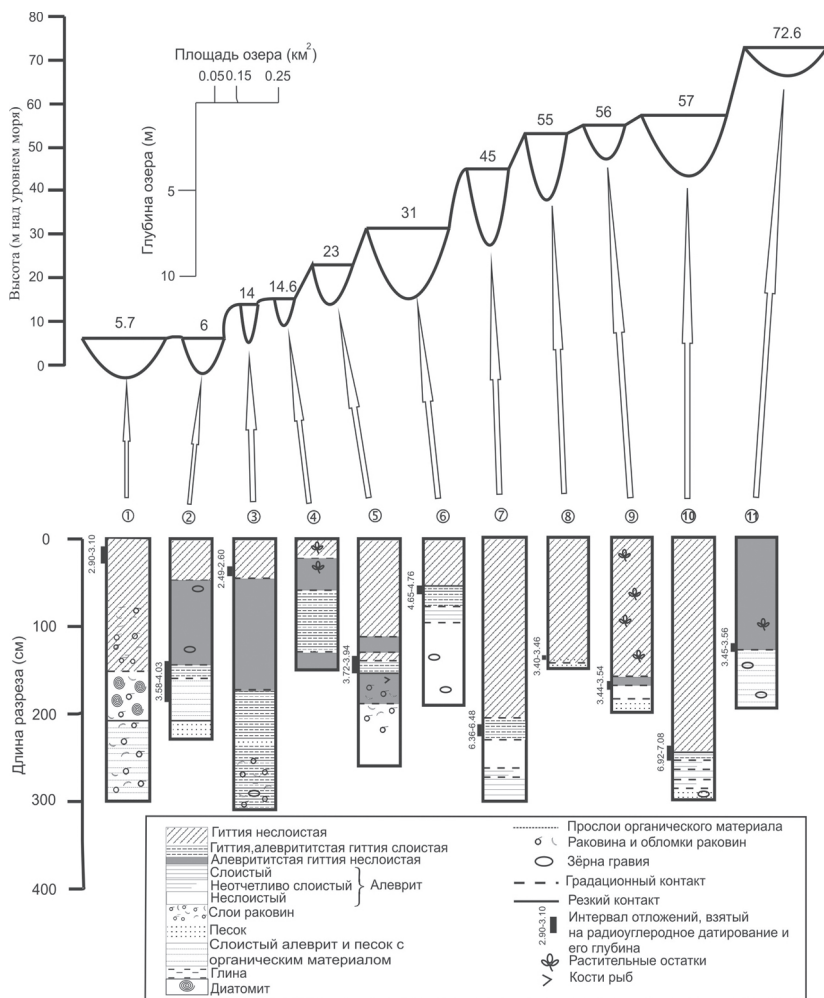
— *осадки фации переходной зоны от пресноводных к морским условиям седиментации (II)* представлены переслаиванием песка или алевроита с органическим материалом (содержание органики достигает 60 %) и чистого алевроита или песка;

— *осадки фации, соответствующей морским условиям (III)*, представлены как минеральным, так и органическим материалом (алевритом, песком, слоями раковин, отдельными раковинами и их фрагментами);

— *осадки фации переходной зоны от морских к озерным отложениям (IV)* — переслаивание гиттии и алевроита, а также градиационнослоистой, неслоистой, неяснослоистой гиттии или алевролитистой гиттии;

— *осадки фации пресноводного озера (V)* обычно представлены черной, темно-коричневой гиттией или торфом.

В 2008 г. проведено бурение 11 озёр (рисунок) в районе пос. Энгозеро, расположенных на абсолютных отметках от 5.7 до 72.6 м над уровнем



Разрезы донных осадков озерных котловин в районе пос. Энгозеро, расположенных на разной высоте (указана цифрами в верхней части рисунка)

моря. В кернах озерных котловин 1 и 2 (рисунок) установлены только озёрные органогенные отложения сапропели (гиттия) (фация V), которые залегают на мореных отложениях. Для озёр 1 и 2 последовательность таких фаций может быть связано с тем, что во время трансгрессии моря эти области были покрыты остаточными линзами льда, и морские осадки здесь не откладывались.

В озёрной котловине 9 (рисунок) залегают лишь озёрные отложения. По этим данным можно предположить, что верхняя морская граница для

данного района исследования располагается на высоте от 57 м до 72.6 м над уровнем моря.

В результате работ было выявлено, что разрезы озёрных котловинах 3—8, 10, 11 (рисунок) вскрыли пресноводные осадки (фация V), переходную зону (фация IV) от морских к пресноводным осадкам и морские осадки (фация III). Во всех этих озёрах отмечены морские отложения, что свидетельствует о том, здесь в то или иное время было море. При дальнейшем гляциоизостатическом поднятии территории эти депрессии отчленились от моря, и в них уже происходило накопление пресноводных осадков. Установив в донной осадке озера переходную зону между морскими и пресноводными седиментами, датировав ее радиоуглеродным методом, а также определив высотное положение порога стока из озера, можно достаточно точно установить положение уровня моря в конкретное время.

Радиоуглеродным методом определили возраста отложений переходных зон озёр 10 и 11 (рисунок). Датировки показали, что формирование осадков переходной зоны в озере 10, расположенном на высоте 14 м, произошло 3790+100 лет назад, а осадков переходной зоны озера 11 (высота над уровнем моря 6 м) — 1310+110 лет. Анализ данных показывает, что в конце голоцена отступление моря для района посёлка Энгозеро составило примерно 4 мм/год.

### **Литература**

1. Колька В. В., Евзеров В. Я., Мёллер Я. Й., Корнер Д. Д. Последледниковые гляциоизостатические поднятия на северо-востоке Балтийского щита // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуостров. Апатиты: КНЦ РАН, 2005. С. 15—25.



# КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ НЕРКАЮСКОГО КОМПЛЕКСА

К. А. Турков  
СыктГУ, Сыктывкар

Неркаюский метаморфический комплекс расположен на восточном склоне Приполярного Урала и вытянут в северо-восточном направлении. На западе он граничит с Сакмаро-Лемвинской структурно-формационной зоной (СФЗ), сложенной осадочными и вулканогенными образованиями верхнего кембрия и нижнего ордовика, а на востоке — с Хулгинской СФЗ, представленной габбро-гипербазитовыми комплексами офиолитовой ассоциации. Лемвинский, Неркаюский и Хулгинский структурные единицы представляют аллохтоны, надвинутые с востока на запад последовательно друг на друга.

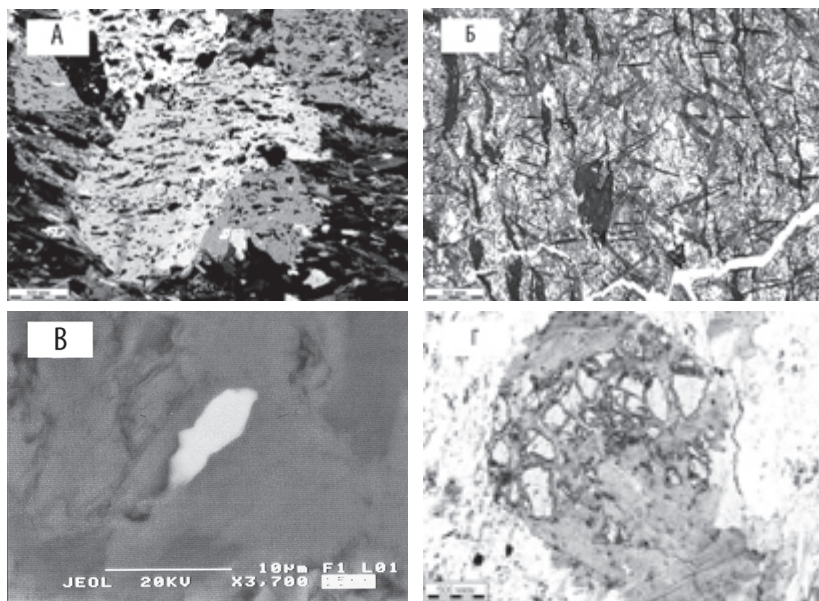
Неркаюский комплекс сложен метаморфическими породами, разбитыми по вулканогенно-осадочному субстрату, имеющему позднекембрийско-позднеордовикский возраст. Всего в составе комплекса выделяются четыре (по времени метаморфизма (С—Р)) подкомплекса, которые по предполагаемому возрасту субстрата можно разделить на две группы. К первой, с позднекембрийско-раннеордовикским возрастом субстратов, относятся эклогит-амфиболит-сланцевый подкомплекс, глаукофансланцево-амфиболитовый и метабазаальт-слюдяносланцевый подкомплексы, ко второй, с средне-позднеордовикским возрастом субстрата, — углеродистосланцево-кварцевый подкомплекс.

В публикациях, посвященных метаморфитам данного комплекса, акцентируется внимание в основном на амфиболиты, так как они содержат такие минералы, как — барруазит, глаукофан, реже омфациит, свидетельствующие о региональном метаморфизме с повышенным давлением, проявившем вследствие сдвиговых деформаций в зоне главного уральского надвига, к которому пространственно приурочен Неркаюский аллохтон [1, 4]. Кристаллические сланцы, широко распространенные в неркаюском комплексе, практически не изучены.

Изучаемые кристаллические сланцы были отобраны в районе развития метабазаальт-слюдяносланцевого подкомплекса, на водоразделе рек Осею и Выхолъю. Выходы пород представлены глыбовыми делювиальными развалами, а также небольшими по площади мелкоплиточными высыпками на задернованной поверхности. Породы имеют серый с зеленоватым оттенком цвет и характеризуются сланцеватыми, полосчатыми и пloidчатыми текстурами. В сланцах отмечаются порфиروبластовые структуры, обусловленные развитием порфиробласт альбита размером 1—3 мм (до 5 мм). На свежих сколах породы хорошо диагности-

руются гипидиоморфные кристаллы альбита, за счет характерного стеклянного блеска на плоскостях спайности. В относительно крупных кристаллоблестах плагиоклаза наблюдаются гелицитовые структуры (рис. 1, А). Макроскопически диагностируется гранат, имеющий размеры в поперечнике 1—2, изредка до 5—8 мм.

В исследуемой части неркаюского аллохтона кристаллические сланцы имеют в целом однородный минеральный состав, отличающийся лишь вариациями содержания породообразующих минералов. В зависимости от количественных соотношений тех или иных минералов, эти породы были разбиты на несколько групп. Наиболее представительными являются кварц-альбит-мусковитовые, серицит-хлорит-гранатовые, амфибол-эпидот-хлоритовые, гранат-мусковит-альбитовые, хлорит-альбит-кварцевые сланцы. Особо выделяются, как редко встречаемые, глаукофансодержащие и стильпномелановые сланцы (рис. 1, Б). Акцессорные минералы представлены сфеном, лейкоксеном. В одном из образцов в хлоритовом агрегате, развивающемся по гранату, диагностируется ксенотим (рис. 1, В). Его химический состав, определенный на рентгеноспектральном электронном микроскопе JSM-6400, соответствует (%):  $P_2O_5$  — 35.46,  $Y_2O_3$  — 37.57,  $Dy_2O_3$  — 5.20,



**Рис. 1.** А — гелицитовые структуры в синкинематическом альбите. Никели скрещены; Б — эпидот-хлорит-стильпномелановый сланец. Без анализатора; В — включение ксенотима в хлоритизированном гранате. Обр. Гр 01; Г — трициноватое зерно граната, интенсивно замещенное хлоритом. Без анализатора

$\text{Ho}_2\text{O}_3$  — 1.83,  $\text{Er}_2\text{O}_3$  — 4.94,  $\text{Yb}_2\text{O}_3$  — 4.52; эмпирическая формула —  $(\text{Y}_{0.79}\text{Dy}_{0.07}\text{Ho}_{0.22}\text{Er}_{0.06}\text{Yb}_{0.05})_{0.99}[\text{PO}_4]$ .

Минеральный состав кристаллических сланцев неркаюского комплекса четко свидетельствует об условиях эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма: в породах присутствует относительно большое количество эпидота — до 30 % и альбита — до 50 %. Развитие в породах глаукофана свидетельствует о проявлении метаморфизма высоких давлений, продукты которого отвечают фации голубых сланцев. Химический состав гранатов кристаллических сланцев подтвердил это предположение, вследствие относительно высокого содержанияgrossулярового минала (таблица). Повышенное содержание grossуляровой составляющей в гранате характерно и для амфиболитов неркаюского комплекса [1].

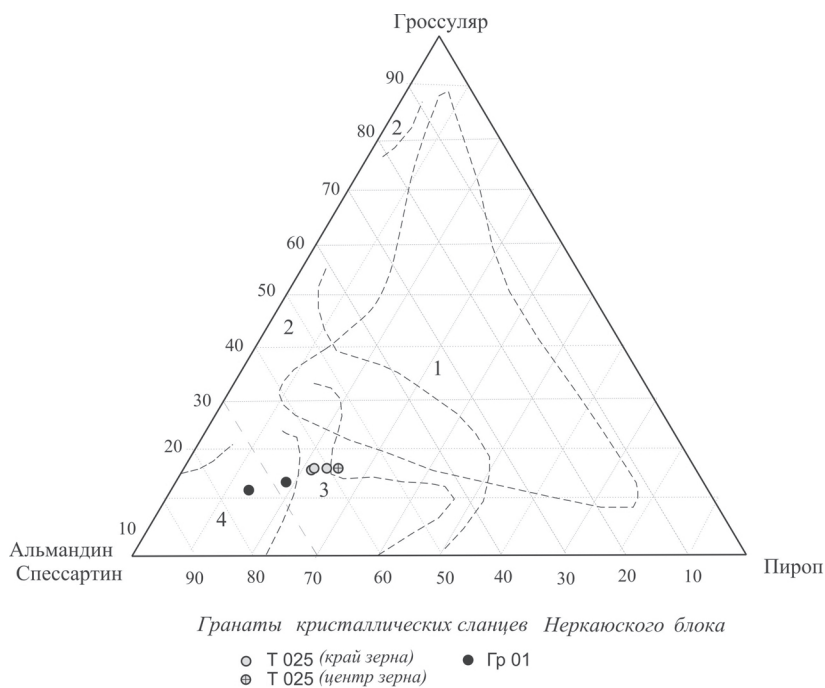
В породах проявлен диафторез, выраженный в хлоритизации граната и глаукофана, а также в развитии в значительных количествах серицита. В некоторых случаях отмечаются полные псевдоморфозы хлорита по гранату (рис. 1, Г).

Таким образом, в изучаемом районе проявлены как прогрессивный, так и регрессивный этапы метаморфизма. Реликтовые минеральные ассоциации, свидетельствующие о прошедшем прогрессивном метаморфизме амфиболитовой фации повышенных давлений, представлены гранатом с относительно высоким содержанием grossулярового минала и глаукофаном. Проявленный в породах диафторез выражен в развитии альбита, эпидота и хлорита по гранату и глаукофану, а также в интенсивной серитизации. О диафторезе свидетельствует и «обратная» зональность гранатов (рис. 2). При не изменяющемся содержании grossулярового минала, резко повышается количество спессартиновой составляющей от центра зерен к краям. Интенсивно замещаемые хлоритом гранаты образца Гр 1 имеют химический состав, отвечающий эпидот-амфиболитовой фации.

С целью реконструкции первичного субстрата сланцев на основе петрохимических данных была использована диаграмма Н. А. Неелова [3]. Распределение фигуративных точек на ней достаточно локально и образует вертикальную вытянутую область в пределах нескольких полей осадочных пород (рис. 3). Первичный субстрат кристаллических сланцев представлен следующими породами: полимиктовые и граувакковые песчаники; полимиктовые, граувакковые алевролиты, пелит-алевролитовые аргиллиты, глиноземистые граувакки; алевропелитовые аргиллиты. Наиболее глиноземистые породы (метааргиллиты) представлены кварц-альбит-мусковитовыми и гранат-мусковит-альбитовыми сланцами. Наличие или отсутствие граната в метааргиллитах объясняется значительными вариациями содержания железа. Породы же с высоким содержанием существенно кварцевой песчанистой фракцией представлены хлорит-альбит-кварцевыми сланцами.

### Химический и минеральный составы гранатов

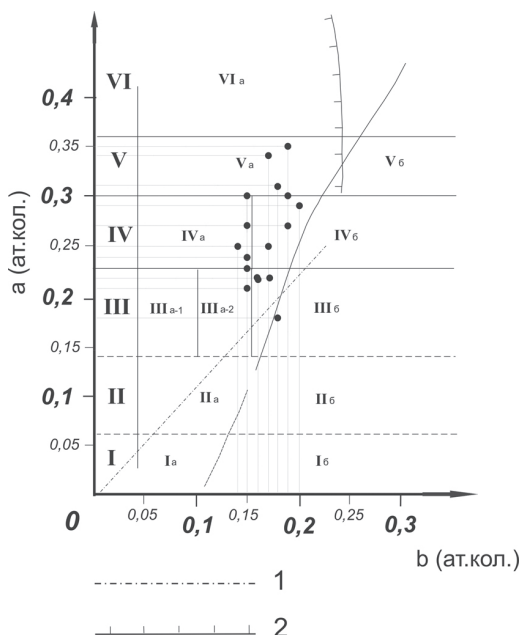
| Химический состав, мас. % |                                |                                |      |      |      |       | Область зерна | Минальный состав, мол. %                                        |                                                                 |                                                                 |                                                                 | Название граната    |
|---------------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|-------|---------------|-----------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------|---------------------|
| SiO <sub>2</sub>          | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | MgO  | CaO  | MnO  | Сумма |               | Гроссуляр                                                       | Спессартин                                                      | Пироп                                                           | Альмандин                                                       |                     |
|                           |                                |                                |      |      |      |       |               | Ca <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>11</sub> | Mn <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>11</sub> | Mg <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>11</sub> | Fe <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>11</sub> |                     |
| Образец Т 025             |                                |                                |      |      |      |       |               |                                                                 |                                                                 |                                                                 |                                                                 |                     |
| 28.63                     | 16.64                          | 32.85                          | 1.58 | 6.44 | 2.43 | 88.57 | Центр         | 16                                                              | 7                                                               | 8                                                               | 52                                                              | Гроссуляр-альмандин |
| 30.07                     | 16.74                          | 33.74                          | 1.19 | 6.6  | 2.87 | 91.21 | Край          | 16                                                              | 8                                                               | 6                                                               | 55                                                              | Гроссуляр-альмандин |
| 30.05                     | 16.66                          | 32.54                          | 1.32 | 6.48 | 3.41 | 90.47 | Край          | 16                                                              | 10                                                              | 7                                                               | 53                                                              | Гроссуляр-альмандин |
| 30.54                     | 17.71                          | 34.64                          | 1.82 | 6.77 | 1.62 | 93.1  | Край          | 16                                                              | 4                                                               | 9                                                               | 56                                                              | Гроссуляр-альмандин |
| Образец Гр 01             |                                |                                |      |      |      |       |               |                                                                 |                                                                 |                                                                 |                                                                 |                     |
| 30.1                      | 17.32                          | 37.01                          | 1.04 | 4.77 | 2.18 | 92.42 | -             | 12                                                              | 6                                                               | 5                                                               | 69                                                              | Гроссуляр-альмандин |
| 31.78                     | 18.61                          | 38.47                          | 1.47 | 5.86 | 2.45 | 98.63 | -             | 13                                                              | 7                                                               | 7                                                               | 61                                                              | Гроссуляр-альмандин |



**Рис. 2.** Состав гранатов Неркаюского блока.

1—4 — поля фаций метаморфизма: 1 — эклогитовая; 2 — гранулитовая; 3 — амфиболитовая; 4 — эпидот-амфиболитовая

Расположение точек на диаграмме свидетельствует об едином седиментационном дифференцированном ряде — от полимиктовых и граувакковых песчаников до алевропелитовых аргиллитов. Проявленный в неркаюском комплексе полиметаморфизм является изохимичным. Кристаллические сланцы имеют субстрат осадочного происхождения и относятся к единому источнику сноса.



**Рис. 3.** Диаграмма а-б для реконструкции первичного состава метаосадочных пород (по А. Н. Неелову, упрощ.).

Поля составов пород: I — мономиктовые (кварцевые) псаммитолиты, ультрасилициты: I а — слабокарбонатные (слабожелезистые), I б — карбонатистые (железистые); II — олигомиктовые псаммитолиты, силициты; II а — слабокарбонатистые (слабожелезистые), II б — карбонатистые (железистые); III — кислые туффиты, субсилициты: III а-1 — аркозы, субаркозы, III а-2 — полимиктовые, III б — граувакковые песчаники, карбонатистые и железистые полимиктовые песчаники, туффиты среднего и основного состава; IV — олигомиктовые алевролиты, кислые туффиты: IV а — полимиктовые алевролиты, IV б — граувакковые алевролиты, пелит-алевролитовые аргиллиты, туффиты основного состава, глиноземистые граувакки, карбонатистые и железистые алевролиты; V—V а — алевропелитовые аргиллиты: V б — карбонатистые, железистые; VI—VIа — пелитовые аргиллиты.

1 — линия, примерно соответствующая  $Al_2O_3 - (CaO + Na_2O + K_2O) = 0$ ; 2 — «глинистый порог», разделяющий пелиты нормальные (слева) и обогащенные карбонатами, окислами Fe, Mn, и др. (справа)

## Литература

1. Голубева И. И., Козлов В. В. Амфиболиты Неркаюского комплекса // Петрология и минералогия севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 2008. № 5. С. 63—76. (Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН; Вып. 124).
2. Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С. и др. Фации метаморфизма. М.: Недра, 1969. 432 с.
3. Ефремова С. В., Стафеев К. Г. Петрохимические методы исследования горных пород. М.: Недра, 1985. 510 с.
4. Пыстин А. М. Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. СПб.: Наука, 1994. 207 с.

# ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ОБРАЗОВАНИЯ МАФИТОВ ХАРБЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Н. С. Уляшева

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

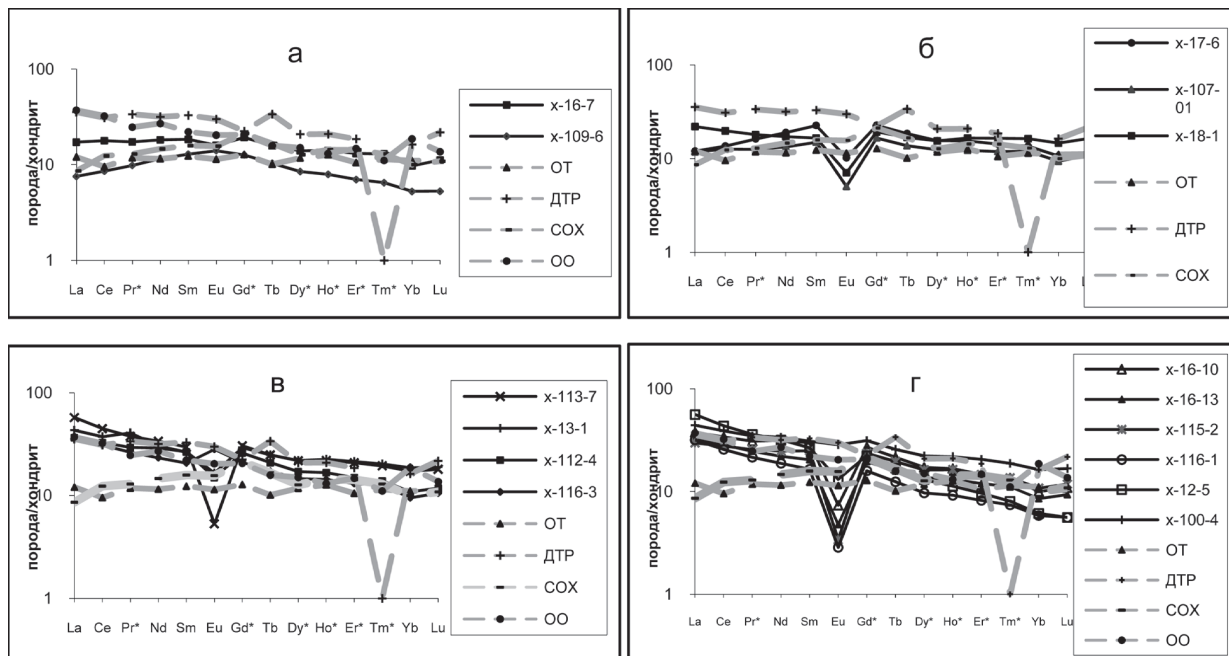
*nskuznetsova@geo.komisc.ru*

Харбейский метаморфический комплекс Полярного Урала находится в пределах Собского поперечного поднятия и составляет ядерную часть одноименного антиклинория. В основании комплекса залегают амфиболиты, сланцы и плагиогнейсы ханмейхойской свиты, выше — залегают глиноземистые плагиогнейсы и сланцы париквасьшорской свиты. Взаимоотношения рассматриваемого комплекса с окружающими отложениями тектонические.

В течение столетия велась дискуссия по поводу первичной природы пород харбейского комплекса. Большинство исследователей мафиты харбейского комплекса относят к метабазитам [2, 3]. Сходство амфиболитов верхних горизонтов ханмейхойской свиты с островодужными базальтами отмечено И. И. Голубевой [1]. Есть мнение, что мафиты харбейского комплекса, объединенные в метабазальтовую формацию, образовались в условиях геотектонического режима, близкого к платформенному, а мафиты метабазит-гипербазитовой формации являются образованиями древних рифтовых структур [2]. Надо отметить, что исследователи опирались в основном на петрохимические особенности пород. Изучение геохимического состава мафитов, как чутких индикаторов геодинамических обстановок дает дополнительную информацию о тектонических условиях образования полярной части уральского сегмента земной коры в раннем докембрии.

В пределах изучаемого комплекса мафиты ханмейхойской свиты представлены различными амфиболитами и амфиболовыми сланцами. По петрохимическим особенностям они отнесены к вулканитам и разделены на толеитовую и известково-щелочную серии. Наблюдается сходство высокотитанистых толеитов с континентальными вулканитами, а низкотитанистых, преимущественно известково-щелочных, амфиболитов и сланцев с базальтами срединно-океанических хребтов и островных дуг.

По геохимическим особенностям в пределах харбейского комплекса выделены 3 типа мафитов. Первая группа пород характеризуется широким спектром распределения редкоземельных элементов, нормализованных относительно хондрита. Содержания этих элементов превышают хондритовые в 10—15 раз (рис. 1 а, б). Это говорит о том, что породы практически одинаково обогащены легкими и тяжелыми редкоземельными элементами. Отношение  $La/Yb$  варьирует от 1.6 до 2.6, а в амфиболите  $x-109$ -



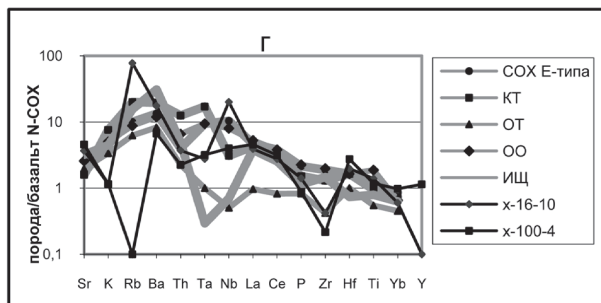
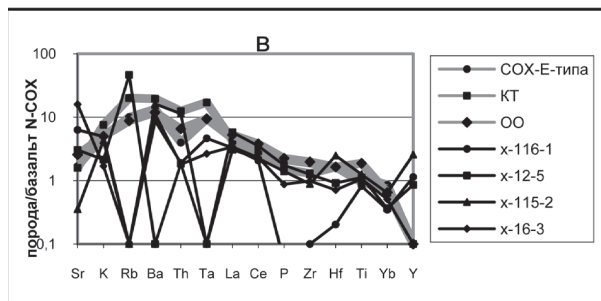
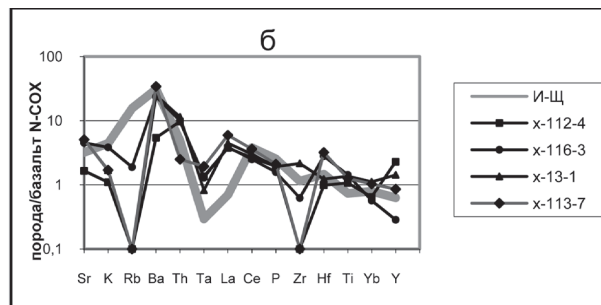
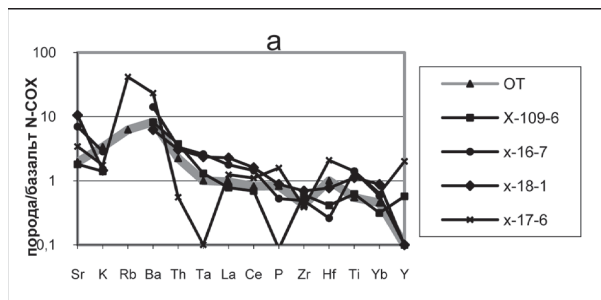
**Рис. 1.** Содержания редкоземельных элементов в мафитах харьбейского комплекса, нормализованные относительно хондрита. Содержания редкоземельных элементов: ОТ — базальтов низкокальциевых островных дуг; ДТР — дифференцированных траппов Сибирской платформы; ОО — базальтов океанических островов; COX — базальтов Срединно-Атлантического хребта



5 оно составляет 0.8, что сближает его с океаническими толеитами N-MORB. Такое распределение редкоземельных элементов характерно для толеитовых низкокальциевых и известково-щелочных базальтов нормальной щелочности островных дуг и недавно раскрывшихся котловин. На спайдер-диаграммах наблюдается обогащение пород литофильными элементами с крупными ионными радиусами и некоторое обеднение элементами с высокой силой поля (рис. 2, а). Четкий танталовый минимум, характерный для всех островодужных базальтов, не отмечается. Содержания тантала пониженные, близкие к содержанию в N-MORB, что больше сближает данные мафиты с базальтами окраинных морей. На идентификационных диаграммах Th-Hf-Ta и Th/Yb-Ta/Yb точки составов амфиболитов примыкают к областям активных континентальных окраин, островных дуг и, частично, к обогащенным океаническим базальтам E-MORB (рис. 3). К данной группе мафитов были отнесены низкотитанистые известково-щелочные (х-109-6; х-16-3), умереннотитанистые толеитовые сланцеватые (х-18-1, х-107-1) амфиболиты, а также высокотитанистый толеитовый амфиболит (х-17-6), умереннотитанистый глаукофансодержащий (х-107-02) и высокотитанистый амфиболовый (х-16-7) сланец. Таким образом, по ряду признаков эти мафиты можно отнести к толеитовым и известково-щелочным базальтам, образующихся в системе островная дуга-окаинное море.

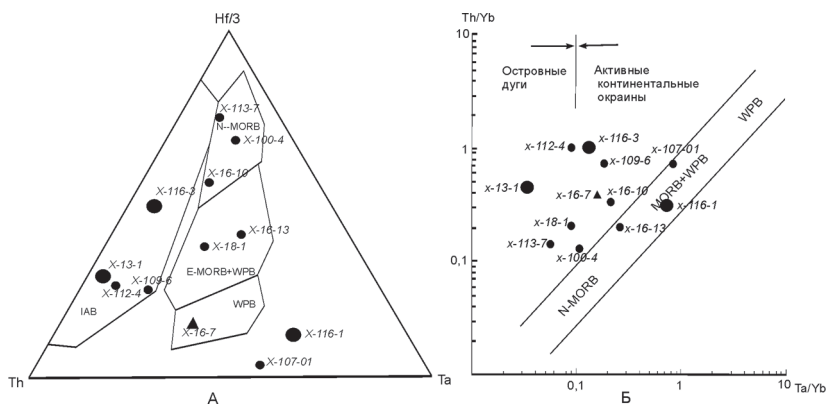
Во второй группе мафитов наблюдается обогащение легкими редкоземельными элементами и обеднение тяжелыми в 40—60 и 10—15 раз выше хондритовых, соответственно (рис. 1, в). На спайдер-диаграммах наблюдается повышенные содержания в изучаемых породах относительно базальтов N-MORB стронция, церия и гафния и низкие содержания тантала и циркония (рис. 2, б). Подобное распределение элементов сближает эти породы с образованиями островных дуг. Но содержание тантала, как основного индикаторного элемента, в мафитах немного завышено по сравнению с островодужными образованиями, что больше сближает их с обогащенными базальтами окраинных морей, о чем свидетельствуют и повышенные содержания легких редкоземельных элементов. На идентификационных диаграммах обнаруживается сходство амфиболитов с островодужными образованиями и вулканитами активных континентальных окраин (рис. 3). Вышеописанную характеристику имеют массивные (х-116-3, х-13-1) и сланцеватые (х-113-7, х-112-4) высокотитанистые толеитовые амфиболиты, которые образовались, скорее всего, на ранних этапах заложения окраинных морей.

Третья группа пород наиболее дифференцирована, обогащена легкими редкоземельными элементами в 40—60 раз относительно хондрита, а содержание тяжелых элементов превышает хондритовые в 10—20 раз (рис. 1, г). Отношение La/Yb меняется от 4 до 13. Наблюдается европиевая аномалия и повышенные содержания стронция, рубидия, тантала, ниобия (рис. 2, в, г). Такое соотношение элементов сближает эти мафиты



**Рис. 2.** Геохимический состав метабазальтов харьбейского комплекса, нормализованный по базальту N-типа СОХ. Геохимические составы: КТ — базальтов континентальных рифтов; ОТ — базальтов низкокалиевых островных дуг; СОХ Е-типа — обогащенных океанических базальтов; ОО — базальтов океанических островов; ИЩ — известково-щелочных базальтов островных дуг

с континентальными рифтогенными толеитами и наиболее обогащенными океаническими толеитами Е-типа. На идентификационных диаграммах мафиты этой группы занимают промежуточное положение между континентальными образованиями и океаническими вулканитами Е-MORB (рис. 3). К данной группе относятся умереннотитанистые и высокотитанистые толеитовые и известково-щелочные массивные и сланцеватые амфиболиты (х-116-1; х-12-5; х-115-2; х-16-13; х-16-10; х-100-4, 6). Образование их можно связать с началом рифтогенеза и последующим раскрытием окраинного моря на предположительно континентальной коре.



**Рис. 3.** Распределение точек составов метабазитов харьбейского комплекса на идентификационных диаграммах. Поля базальтов: IAB — активных континентальных окраин; N-MORB — срединно-океанических хребтов; E-MORB — океанического дна; WPB — континентальных рифтов, траппов и океанических островов

Результаты исследований мафитов харьбейского комплекса указывают на то, что здесь совмещены породы, сформировавшиеся в различных геодинамических обстановках. Большая часть мафитов представлена умеренно- и высокотитанистыми толеитами, характерными для области континентального рифтогенеза. По-видимому, рифтогенез и последующее утонение коры привели к раскрытию окраинного моря с океанической корой, о чем свидетельствуют геохимические особенности низкотитанистых мафитов. Ограниченное распространение в харьбейском комплексе мафитов с островодужными и океаническими метками может быть связано с удаленностью островодужной системы от области становления описанных нами пород. В целом харьбейский комплекс интерпретируется нами как фрагмент краевой части древней палеоконтинентальной области.

## Литература

1. Голубева И. И., Афонькин М. М. Амфиболиты париквасьшорской свиты как индикатор наличия докембрийской островной дуги на Полярном Урале / / Петрология и минералогия севера Урала и Тимана. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 2006. 196 с.
2. Душин В. А. Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. М.: Недра, 1997. 213 с.
3. Исхаков Р. А., Сычева Э. А., Федосеев А. Ф., Бронников А. Г. Реконструкция первичной природы метаморфических пород харбейской серии Полярного Урала по их химизму // Материалы научно-технической конференции, посвященной 110-й годовщине со дня рождения В. И. Ленина. Свердловск: СГИ, 1980.

# ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАЛЛОНОСНОСТИ ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ РЕСПУБЛИКИ КОМИ

А. Ю. Утова<sup>1</sup>, Д. О. Машин<sup>2</sup>

<sup>1</sup>СыктГУ, <sup>2</sup>ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Основу топливно-энергетического комплекса европейского Севера России составляют нефтяная, газовая и угольная промышленность, электроэнергетика. В долгосрочной перспективе возможно развитие атомной энергетики на базе стационарных и передвижных (плавучих) комплексов. Но в ближайшей перспективе реальные возможности имеет создание энерготехнологических производств на базе огромных ресурсов горючих сланцев.

Ресурсный потенциал горючих сланцев в Тимано-Североуральском регионе сосредоточен в четырех крупных сланценосных районах — Сысольском, Яренгском, Ижемском и Большеземельском. Общие ресурсы горючих сланцев с теплотой сгорания свыше 1200 ккал (5.0 Мдж/кг) и мощностью пластов свыше 0.5 м оцениваются только в пределах Республики Коми в 54.3 млрд. т [1].

Проведенные ранее исследования позволили получить данные о литолого-геохимических особенностях горючих сланцев, их вещественном составе, технологических свойствах, оценить их в качестве перспективного сырья для использования в химической промышленности, медицине, сельском хозяйстве, строительной индустрии [1—3].

Горючие сланцы радиоактивны (11—25 мкр/час), в них установлены повышенные концентрации V, W, Mo, Au, Ag, Cd, Se, Cu, Ni, Pb, S, выявлены редкоземельные элементы и металлы платиновой группы. Такие элементы, как S, As, Be, V, Mn, Hg, Pb, Se, Cu, F, Cr и другие в определенных концентрациях могут быть опасными для живых организмов и поэтому должны изучаться с точки зрения токсичности. Эти же и другие элементы, например, редкие металлы, могут находиться и в промышленно ценных концентрациях. При технологических исследованиях особое внимание уделяется V, Mo, Re, W, МПГ (минералы платиновой группы), U, Ag, Cu, Mn, Ti, Ni и, в меньшей степени, Pb, Zn, Se, Sc, Co, Ga, Ge, Au [2, 4].

В процессе тематических работ, проведенных на месторождениях сланцев Сысольского района (Рубцов, Сорокотягина, 1987 г.), были изучены элементы-примеси в горючих сланцах и вмещающих породах, составлены геохимические, литологические и морфоструктурные карты, отражающие особенности формирования сланценосных отложений и локализации участков с аномальными содержаниями элементов-примесей. Полуколичественный спектральный анализ выполнялся в лаборато-

рии Ухтинской ГРЭ и Центральной лаборатории ПГО Полярноуралгеология, количественный анализ — в лаборатории химии Института геологии. Определение содержания рения производилось в Бронницкой экспедиции ИМГРЭ.

В результате проведенных работ в сланценосных отложениях Сысольского района выделено 14 участков с потенциально промышленными содержаниями элементов-примесей. В шести участках выделены монометальные и комплексные аномалии, связанные с Mo, Mo (Ge), Mo (Ni, V), Mo (Co), в трех участках — аномалии V, в одном — Ni, остальные участки характеризовались комплексами из более 4 элементов. Содержание рения ни в одной из проб не достигало промышленного значения (1 г/т). Установлено, что повышенные содержания Mo, Ge в основном приурочены к карбонатным глинам, горючим сланцам, глинистым горючим сланцам, Ni и Co связаны с глинами волжского яруса и глауконитсодержащими породами оксфорд-кимериджа, V приурочен к пластам горючих сланцев. В карбонатных глинах отмечаются повышенные содержания скандия и титана.

В ходе проведенных поисковых и поисково-оценочных работ на Чим-Лоптюгском участке Яренгского сланценосного района аномальные содержания были установлены для никеля, ванадия, молибдена, кадмия, цинка, серебра, иттрия и бария. Оценка давалась по результатам количественного и полук количественного спектрального анализа более, чем 1000 проб (Капитанов, 1985 г., Чуброва, 1991 г.). Из всей совокупности проб были выделены 9 литостратиграфических групп пород, отличающихся аномальными содержаниями отдельных компонентов или их комбинаций. Ниже приводится краткая геохимическая характеристика этих выборок.

В глинах нижнего триаса были отмечены повышенные содержания Cr (в одной пробе до 0.07 %), в углистых глинах средней юры — аномальные содержания V, Co, Cr (0.07, 0.007 и 0.07 %, соответственно), в глинистых и алевритовых породах средней юры — нерезкие аномалии по Co, Cr, Ba, Mn, Mo, Ti. В песках средней юры были установлены четкие и многочисленные аномалии по Cr (до 0.3 %), Ba, Mo, Zr, обусловленные накоплением минералов тяжелой фракции.

В песчано-глинистых породах и известняках келловей—оксфорда—кимериджа, подстилающих сланценосную толщу, выявлены сильно аномальные зоны по Ni (до 0.3—0.5 %), Co (до 0.05 %), Cu, Zn, Cr. Повышенные содержания никеля, кобальта и цинка связываются с глауконитом, в обилии встречающимся в этих породах. В то же время в песчано-алевритовых разностях пород невооруженным взглядом видна обильная сульфидная минерализация. Носителем хрома, возможно, являются хромшпинелиды.

В пестрых глинах волжского яруса (пестрый облик темно-серым глинам придают тонкие включения карбонатного материала) обнаружены

резко аномальные содержания Ni (0.02 %), Co (0.01—0.05 %), Ba (0.1—0.3 %). Повышенный геохимический фон цинка и меди можно связать с широко распространенной в этих породах сульфидной минерализацией в виде гнезд мелкокристаллического пирита.

Карбонатные глины сланценосной толщи показывают аномалию по широкому спектру элементов — V (0.07 %), Ni (0.05 %), Co (0.03 %), Cr (0.1 %), Sr (0.1 %), Ba (0.3 %), Mo (0.1 %).

В сильно известковистых глинах (глинистых мергелях) чаще встречаются повышенные содержания Mn, Mo, Ni, V, Ba, Zn, Cu.

Керогенсодержащие глины волжского яруса, богатые органическим веществом, характеризуются накоплением V, Ni, Ba, Mo. Кроме того, в них отмечаются повышенные содержания Cr, Zr, Cu, Zn, P.

В горючих сланцах аномальные содержания установлены для Ni (от 0.007 до 0.05 %), V (до 0.1 %, в среднем 0.05 %), Cr (0.001—0.02 %), Mo (0.01 % и выше), Cd (до 0.01 %), Zn (0.007—0.5 %, в среднем 0.05 %), Y (до 0.03, при средних значениях 0.0065 %), Mn (до 0.4 %, в среднем 0.2 %), Sr (0.1 % и выше), Ba (среднее значение 0.06 %). Повсеместно присутствует Ag (0.2—0.5 г/т). Присутствуют As (0.001—0.003 %) и Ge (1—3 г/т).

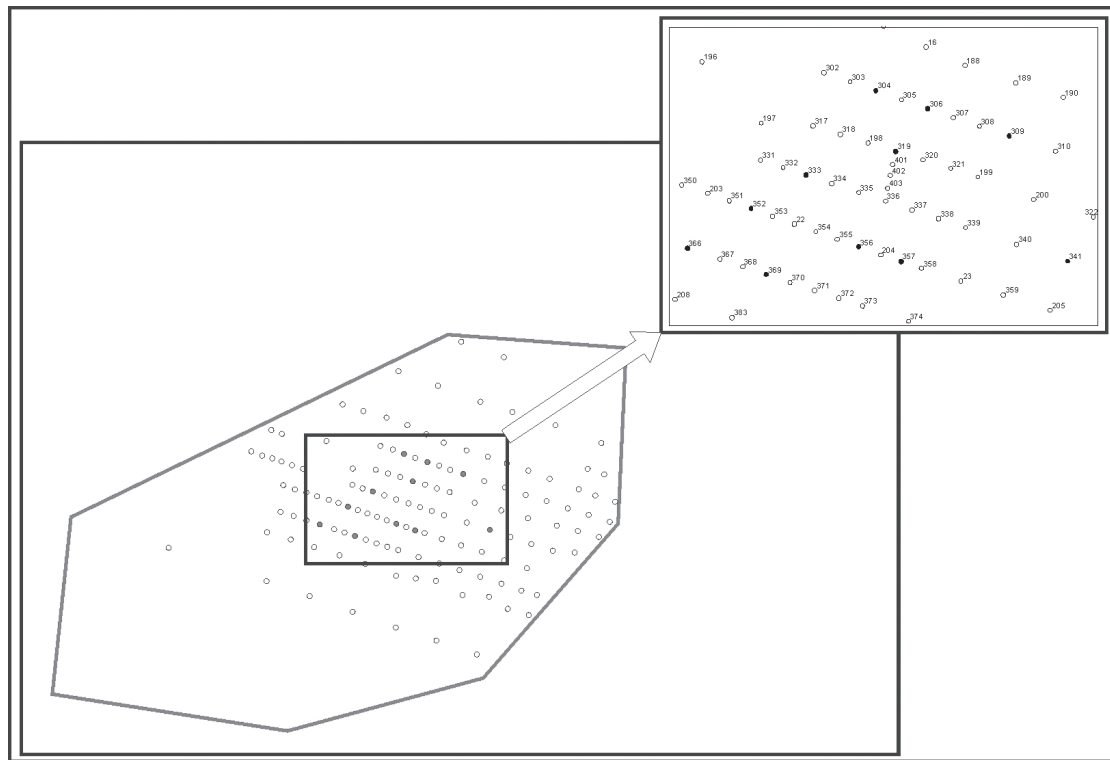
В глинистых горючих сланцах зафиксированы аномальные содержания Ni (0.03 %), Co (0.02 %), Mo (0.01 %), Cd (0.002 %), Zn (0.1 %), Y (0.01 %), Ba (до 0.3 %). Содержания Cu (0.01 %), Cr (0.01 %), Ba находятся на одном уровне или даже выше концентраций элементов, установленных в горючих сланцах.

На основе оперативной обработки результатов спектрального и силикатного анализа проб горючих сланцев и вмещающих пород, а также технического анализа горючих сланцев и керогенсодержащих глин, отобранных на Чим-Лоптюгском месторождении Яренгского сланценосного района, получены новые данные, характеризующие металлоносность пород.

Например, для ванадия и молибдена, содержащегося в горючих сланцах, отмечается связь с органическим веществом — совпадение трендов увеличения содержаний и теплоты сгорания. Максимальные содержания V в горючих сланцах — до 0.014 %, Mo — до 0.025 %. Предполагаемая форма нахождения — металлорганические соединения типа ванадилпорфириновых комплексов. В то же время значительный разброс содержаний по разрезу и появление высоких концентраций в интервалах относительно бедных органическим веществом позволяет предполагать присутствие минеральных форм молибдена — как примеси в сульфидах и др.

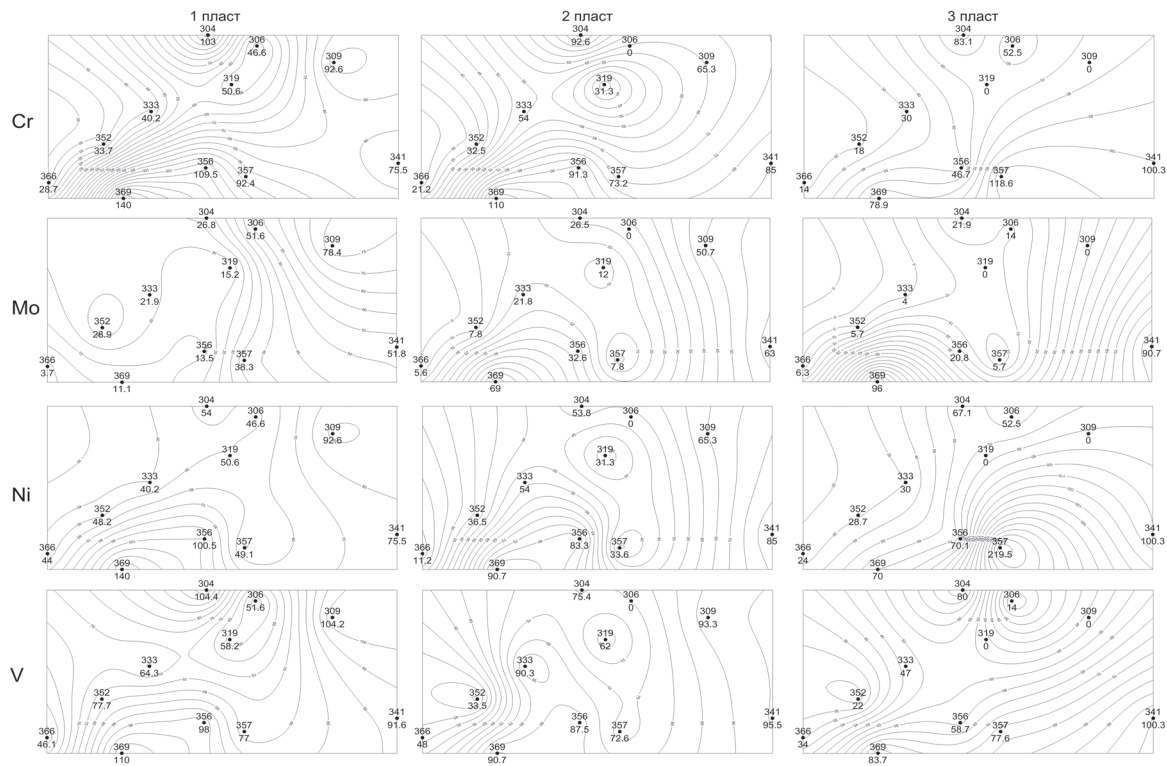
Содержание никеля варьирует в пределах 0.001—0.045 %. В пробе глин по скв. 358 отмечены содержания никеля 0.08 и 0.25 %. Как уже говорилось, главным минералом-концентратором никеля предполагается глауконит.

Медь и кадмий связаны с сульфидами, встречающимися как в горючих сланцах, так и во вмещающих породах. Хром, титан и цирконий сконцентрированы в породообразующих минералах. На рис. 1-2 приведен кар-



*Рис. 1.* Фрагмент карты центральной части месторождения с расположением скважин





**Рис. 2.** Карта распределения концентраций элементов-примесей

та распределения концентраций элементов-примесей (фрагмент карты центральной части месторождения).

Существенных различий в содержании элементов-примесей в разных пластах горючих сланцев пока выявить не удастся, за исключением Sg и Ba, содержание которых в сланцах III пласта практически всегда ниже, чем в сланцах II и I пласта.

В силу слабой технологической изученности и в целом невысокого содержания элементов-примесей говорить о возможности их промышленного извлечения преждевременно.

### **Литература**

1. Горючие сланцы европейского Севера СССР. Коми научный центр Уральского отделения Академии наук СССР. 1989. 152 с.
2. Хрусталева Г. К., Воробьева Л. А., Медведева Г. А. Минеральное сырье. Горючие сланцы // Справочник. М.: ЗАО «Геоинформмарк». 1997. 55 с.
3. Лавренко Н. С. Горючие сланцы Волжско-Печорской провинции: экологический аспект // Актуальные проблемы геологии горючих ископаемых осадочных бассейнов европейского севера России. Сыктывкар, 2000. С. 205—206.
4. Васильев П. Г., Кудинов А. А. Некоторые характеристики горючих сланцев месторождения Сангрунтау // Горный вестник Узбекистана. 3 (№ 30), 2007.

# ГРАНИТОИДЫ ИЛЬЯИЗСКОЙ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

А. В. Фауст, В. В. Курчавов

ГОУ ВПО УГГУ, Екатеринбург

*mefistofel-82@mail.ru*

Одной из важных прикладных задач геологии Приполярного Урала является решение вопроса продуктивности гранитоидного магматизма, особенно в зоне влияния проектируемой железнодорожной магистрали “Полуночное-Обская”. В этом отношении “пальма первенства” по праву принадлежит Маньхамбовскому блоку, расположенному в южной части Ляпинской структурно-формационной зоны (СФЗ).

Изучением магматизма Ляпинской зоны и его металлогении в разные годы занимались многочисленные исследователи, среди них следует отметить М. В. Фишмана, Б. А. Голдина, Е. П. Калинина, В. Т. Вигорову и Д. С. Штейнберга, а в последние годы Л. В. Махлаева, В. П. Водолазскую и О. В. Удоратину. Этими же вопросами при геолого-съёмочных и тематических работах занимались Л. Т. Белякова, В. А. Душин, А. М. Пыстин, В. Н. Иванов, Н. А. Кузенков, А. В. Калиновский и др [1, 2].

В результате проведенных полевых и камеральных исследований с применением современных геофизических и аэрокосмогеологических материалов, а также в связи с получением изотопно-геохронологической и количественной гехимической информации нами выявлены крупнейшая в регионе Ильязская вулканоплутоническая структура (ВТС) центрального типа. Она сложена в своей центральной части гранитоидами одноименного массива с размером 4х6 км в поперечнике обрамленных ореолом фельзитов, риолитов, кварцевых порфиров и долеритов относимых к саблегорской свите. Ильязская ВТС в юго-западном и юго-восточном направлении имеет систему связанных адвентивных палеоструктур меньшего размера (0.5х0.8 км), развитых по периферии Маньхамбовского массива [3].

Ильязский гранитный массив в плане образует крупное тело, вытянутое с севера на юг и имеет тектонические контакты, оконтуривающие его с запада, севера и востока.

Биотитовые и аляскитовые граниты, принадлежащие к потемьюскому гранитному комплексу (gV-Єpt), составляют основную часть данного массива. Макроскопически это розово-серые полнокристаллические породы преимущественно среднезернистой структуры, по содержанию темноцветов (не более 5 %) их можно отнести к лейкократовым. Магнитная восприимчивость гранитоидов  $30-40 \cdot 10^{-5}$  СИ, плотность  $2.58 \text{ г/см}^3$ .

Под микроскопом граниты имеют следующие структуры: по степени кристалличности — поликристаллическую, по относительному размеру

зерен — равномернозернистую и по форме и соотношению минеральных зерен гипидиоморфнозернистую. Основные породообразующие минералы исследуемых породы представлены кварцем (30—35 %), плагиоклазом (23—27 %), КПШ (микроклин-пертит) (27—33 %), биотитом (8—3 %) и мусковитом (6—9 %). Акцессорные минералы в шлифах наблюдаются в небольшом количестве (менее 2 %) в виде мелких, как правило, хорошо образованных кристаллов (циркон, хлорит, эпидот, апатит, сфен).

Также для определения минерального состава был применен метод CIPW. Основанный на пересчете химического анализа пород на нормативный минеральный состав который разработан Кроссом, Иддингсом, Пирссоном и Вашингтоном в 1902 г и назван по первым буквам фамилий авторов. Породообразующие минералы, выявленные этим методом, представлены кварцем (41—44 %), ортоклазом (20—23 %), альбитом (20—23 %), анортитом (5—9 %), гиперстеном (2—3 %), диопсидом (1 %) и сподуменом (менее 1 %), акцессорные корундом (0.3—3 %), магнетитом (0.2—1.4 %), гематитом (0.3—1.9 %), апатитом (0.1—1.3 %) и с содержанием менее 1 % хромитом и ильменитом.

Минералогическим анализом подтвердилось присутствие таких акцессорных минералов как (г/т): хлорит, эпидот (32.4—74), сфен (8.7), корунд (0.4—1), апатит (4), циркон (10.1), магнетит, гематит (2) и ильменит (1.3—12.8), а также были установлены ортит (7.9), пирит (6.8), лимонит, флюорит, рутил и единичные зерна карбонатов меди зеленого и синего цветов.

На диаграмме ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ ) гранитоиды ильязского массива ведут себя достаточно вариативно. Основная масса попадает в поле субщелочных лейкогранитов, в меньшей степени породы занимают области субщелочных гранитов и лейкогранитов. Диаграммы щелочности (по С. Р. Тейлору) ( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ ) и ( $\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}$ ) показали, что исследуемые породы относятся к калиево-натриевому типу, а по содержанию в них  $\text{K}_2\text{O}$  — к высококалиевым.

Геохимический спектр пород весьма своеобразен. Он характеризуется надкларковыми концентрациями таких элементов, как:  $\text{KK} > 100$  — Ir,  $\text{KK} > 10$  — Cr, Te, Re, Os, Pt, Au,  $\text{KK} > 1$  Co, Ni, Rb, Nb, Pd, Cd, hf, Ta, Bi, Th, U, группа РЗЭ — легких (Ce, Pr, Nd) и тяжелых (Dy, Ho, Eu, Tm, Yb) за исключением лютеция. Анализируя график РЗЭ нормированных к составу хондрита (Nakamura N., 1974) можно сказать, что гранитоиды обогащены легкими редкими землями относительно тяжелых, а также наблюдается отрицательная европиевая аномалия.

Из вышесказанного можно сделать вывод, что изучаемые нами граниты потемьюского гранитного комплекса, по классификации Чаппела и Уайта относятся к гранитоидам I-типа, которые образовались в условиях мощной континентальной коры. Для них характерна обогащенность легкими РЗЭ по отношению к тяжелым, повышенная щелочность, это, как правило, высококалиевые породы [5]. Индекс ASI (индекс насыщенности алюминием) [4] потемьюских гранитов колеблется от 0.95 до 1.00 и

попадает в поле гранитов I-типа ( $ASI = 0.69—1.10$ ). Данные выводы подтверждаются работами сотрудников ИГ Коми НЦ РАН Удоротинной О. В., Кузнецова Н. Б., Соболевой А. А. и др. [5].

Исследуемые граниты характеризуются относительно высокой радиоактивностью в интервале 35—38 мкр/час. На диаграмме главных радиохимических типов гранитов (по А. А. Смыслову, 1974) исследуемые породы разделились на два типа это нормальнорадиоактивные граниты с близким к кларку содержанием U и Th,  $Th/U = 2.5—4.5$  и повышеннорадиоактивные граниты (при ясно выраженном недостатке U,  $Th/U = 6—10$ ).

С целью определения геодинамических обстановок формирования гранитов потемьюского комплекса были изучены соотношения в породах  $Fe/Te + Mg - SiO_2$ ;  $Al_2O_3 - SiO_2$ ;  $K_2O - SiO_2$ ;  $Rb - (Y + Nb)$  и  $Nb - Y$ ;  $Rb - Hf - Ta$ . В результате обработки данных установлено, что породы имеют орогеническую окраинно-континентальную природу.

Следствием проведенных исследований является пока предварительный вывод о возможно парагенетической (генетической) связи Ильязского массива гранитоидов (526 млн. лет, U-Pb, аналитик Ронкин Ю. Л.) с более древними (1390 млн. лет, U-Pb, аналитик Ронкин Ю. Л.) гранитами Маньхамбовского массива [2, 3].

### Литература

1. Душин В. А. Магматизм и геодинамика Палеоконтинентального сектора севера Урала. М.: Недра, 1997. 213 с.
2. Душин В. А. Фауст А. В. Рифейский гранитный магматизм и металлогения Маньхамбовского блока / Региональная геология и металлогения. № 38. С.-Петербург, 2008.
3. Душин В. А., Фауст А. В., Кузнецов Д. В., Курчавов В. В. Магматизм и минерагения южной части Ляпинского Урала / Доклады IX международной конференции «Новые идеи в науках о земле». М., 2009
4. Интерпретация геохимических данных: Учеб. пособие / Под ред. Е. В. Скларова. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.
5. Кузнецов Н. Б., Соболева А. А., Удоротина О. В. и др. Доордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюция протоуралит-тиманид. Сыктывкар: Геопринт 2005. 100 с.

# ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ ЕВЬЮГАНСКОГО КУПОЛА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Е. В. Фролова

УГГУ, Екатеринбург

*FrolovaEV88@mail.ru*

---

Во многих складчатых областях в ядрах крупнейших положительных структур эрозией вскрываются породные ассоциации, метаморфизм которых достигает уровня самых высоких ступеней и сопровождается гранитизацией, анатексисом и другими явлениями ультраметаморфизма. Геологические формации такого типа, получившие название гранито-гнейсовых или гнейсово-мigmatитовых комплексов, особенно широко распространены в древних кристаллических щитах [3]. На Урале известно около 20 образований такого типа, один из которых представлен Харбейским гнейсово-мigmatитовым комплексом, располагающимся в зоне сочленения Полярно-Уральской и Пайхойской мегаструктур. Основу южной части Харбейского комплекса составляет брахиформная положительная структура — Евьюганский купол, сложенный гранито-гнейсами — плагиогранитами — гранитами биотитовыми, в т. ч. катаклазированными.

На диаграмме  $\text{SiO}_2$  —  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  фигуративные точки пород в основном попадают в семейство щелочных и субщелочных лейкогранитов. Все гранитоиды относятся к калиево-натровому типу, а по содержанию  $\text{K}_2\text{O}$  могут быть определены как умеренно- и высококалиевые (рис. 1). Минералогически они характеризуются средними содержаниями щелочного полевого шпата, плагиоклаз представлен олигоклазом, альбитом, реже андезином. Из темноцветов отмечаются биотит и мусковит. Акцессорные минералы представлены ортитом, стильпномеланом, цирконом, апатитом, сфеном (титанитом), магнетитом, пиритом. В незначительных количествах (до 5 %) присутствуют эпигенетические минералы — серицит, хлорит, альбит, эпидот.

Граниты характеризуются высоким содержанием кремнезема и щелочей, а также ниобия, стронция, умеренным содержанием глинозема и низким содержанием циркония, галлия, никеля, иттрия, рубидия.

На диаграммах П. Мениара, Ф. Пикколи и Дж. Пирса (рис. 2, 3) исследуемые гранитоиды не попадают в область развития океанических плагиогранитов, так как для них характерно  $\text{K}_2\text{O} < 1\%$ , что для изучаемых проб не наблюдается, также гранитоиды связаны с рифтами и континентальными эпиорогенными поднятиями, 08-15-1 (гранитогнейс) и 08-17 (катаклазированный гранит) образовались в обстановках континенталь-



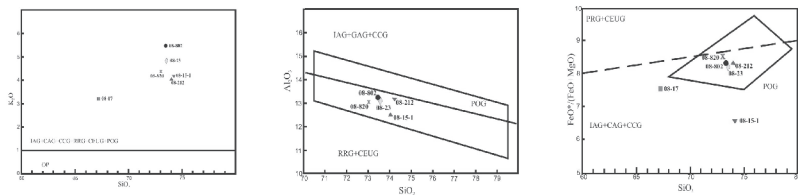


Рис. 2. Дискриминационные диаграммы П. Мениара и Ф. Пикколи

**Условные обозначения:**

IAG - гранитоиды островных дуг;  
 CAG - гранитоиды континентальных дуг;  
 CCG - гранитоиды обстановок континентальной коллизии;  
 RRG - гранитоиды, связанные с рифтами;  
 CEUG - гранитоиды континентальных эпигерогенных поднятий;  
 POG - постгоргонные гранитоиды;  
 OP - океанические плагиограниты;  
 WPG - внутриплитные граниты;  
 VAG - граниты вулканических дуг;  
 COLD - коллизионные граниты;  
 ORG - граниты океанических хребтов.

● 08-802 Гранит биотитовый  
 ◆ 08-23 Гранито-гнейс  
 ■ 08-17 Гранит катаклазированный  
 ▼ 08-212 Гранит биотитовый  
 ▼ 08-15-11 Гранито-гнейс  
 x 08-820 Гранито-гнейс

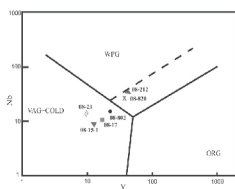


Рис. 3. Дискриминационная диаграмма Дж. Пирса

## Литература

1. Бутин В. В. Геология и условия формирования гнейсо-амфиболитового комплекса южной части Харбейского антиклинория: Автореферат канд. дис. Свердловск, 1973.
2. Душин В. А. Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. М: Недра, 1997. 213 с.
3. Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М: Недра, 1974. 200 с.



# АУТИГЕННЫЕ ЗОЛОТО-СВИНЦОВЫЕ КЕЛИФИТОВЫЕ КАЙМЫ НА ЗОЛОТИНАХ ИЗ УРАЛЬСКИХ ЗОЛОТОПЛАТИНОВЫХ РОССЫПЕЙ

А. Ф. Хазов

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

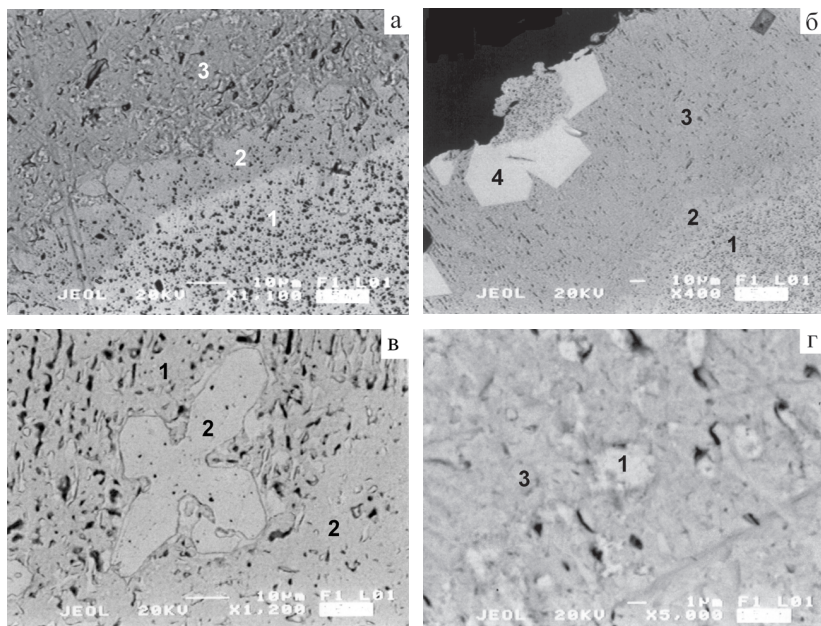
*akhazov@geo.komisc.ru*

Келифитовые каймы золото-свинцовых смесей и интерметаллидов на аллювиальных золотилах выявлены нами впервые. Ранее считалось, что аутигенные золото-свинцовые соединения образуются в речных россыпях только в форме пленок и микрокорок, пассивно нарастающих на обломочные золотины [1—5] при активном участии в минералообразовании микроорганизмов [6—8]. Однако проведенные нами исследования показали, что такого рода фазы могут образовываться и в результате диффузионно-метасоматического замещения, вероятно не требующего микробальной стимуляции.

При изучении ряда речных россыпей Среднего Урала выяснилось, что в них не малым распространением пользуются обломочные золотины с наложенными каймами золото-свинцового состава. Согласно наблюдениям в РЭМ, эти каймы имеют резкие границы, существенно отличаюсь от обломочных золотин как строением, так и составом. При этом каймы отчетливо подразделяются на две микрозоны — внутреннюю Pb-Ag-Au, непосредственно граничащую с золотиной, и внешнюю Ag-Au-Pb (рис. 1, а). Особенностью внешней зоны является присутствие в ней идиоморфных метакристаллов, судя по сечениям, октаэдрического габитуса (рис. 1, б). В целом картина локализации метакристаллов в золото-свинцовой микрозоне исследуемых келифитовых кайм весьма похожа на выявленные и описанные ранее В. В. Мурзиным микроструктуры выделения хунчунита в матриксе анюйита [4].

По нашим наблюдениям, в обломочных золотилах с каймами развивается явно вторичная микропористость, скорее всего свидетельствующая о выносе из них части вещества. Внутренняя зона кайм выглядит более плотной, а внешняя зона вновь обнаруживает пористость, возникновение которой здесь обусловлено, вероятно, образованием метакристаллов. Кроме того, во внешней микрозоне выявляются реликты внутренней микрозоны (рис. 1, в) и даже первичных золотин (рис. 1, г). Все это мы расцениваем как прямое указание на развитие исследуемых золото-свинцовых кайм в ходе диффузионно-метасоматического замещения обломочных золотин.

Результаты электронно-микроскопических и рентгеноспектральных микрозондовых исследований позволяют сделать следующие выводы.



**Рис. 1.** Строение золото-свинцовых келифитовых кайм на обломочных золоти-  
нах. На а и б: 1 — золотина; 2, 3 — внутренняя Pb-Ag-Au (2) и внешняя Ag-Au-Pb  
(3) микрозоны каймы; 4 — метакристаллы. На в и г: реликты внутренней Pb-Ag-  
Au микрозоны (в) и первичной золотины (г) во внешней Ag-Au-Pb микрозоне.  
РЭМ-изображения в режиме упруго-отраженных электронов

Собственно обломочные золотины под келифитовыми каймами от-  
вечают весьма высокопробному золоту, превосходя золотины без кайм  
по пробе как минимум на 15—70 ‰ (таблица). Примеси в них представ-  
лены практически только серебром. Спорадически регистрируемый сви-  
нец отражает, вероятно, дистальное влияние келифитизации. Все это,  
очевидно, указывает на существенную модифицированность их состава.

Выявленные на обломочных золотилах микрозональные келифито-  
вые каймы сложены практически непрерывно варьирующими по составу  
металлическими твердыми растворами замещения, возникшими, веро-  
ятно, в результате ионного обмена и последующего диффузионного ме-  
тасоматоза. Наложение кайм на явно механически изношенные золоти-  
ны и, при этом идеальная сохранность кайм, свидетельствуют, во-пер-  
вых, об их аутигенном происхождении, а во-вторых, об их образовании в  
сугубо экзогенных условиях.

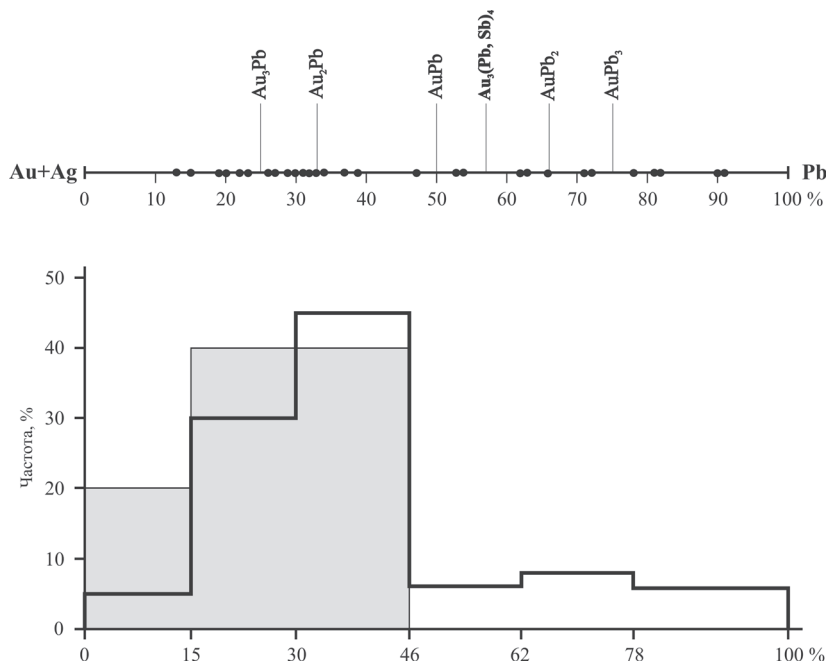
Судя по зональности кайм, ионообменное вытеснение золота из пер-  
вичных золотин происходило сначала преимущественно серебром (обра-  
зование внутренней Pb-Ag-Au микрозоны), а затем сменилось вытесне-

### Химический состав (мас. %) обломочных золотинок и развивающихся по ним келифитовых кайм

[illegible]

нием золота и серебра свинцом (образование внешней Ag-Au-Pb микрозоны). Формирование внешней микрозоны сопровождалось образованием в ней метакристаллов, наиболее стехиометричных и практически лишенных примесей.

Состав келифитовых золото-свинцовых кайм, развивающихся на обломочных золотинах, в целом варьируется в очень широких пределах, перекрывая почти весь диапазон возможных составов золото-свинцовых соединений (рис. 2). В рассматриваемых каймах распределение соответствующих соединений по Au-Pb диапазону является очень неравномерным, что, очевидно, связано с различной устойчивостью золото-свинцовых смесей. Подавляющая часть составов приходится на область  $Au_2Pb$ — $Au_3Pb$ , к которой приурочен минерал хунчунит, лишь сравнительно недавно найденный и в российских месторождениях [4]. Судя по нашим данным, стремление к хунчунитовой стехиометрии особенно характерно для метакристаллов.



**Рис. 2.** Диапазон варьирования состава (вверху) и распределение по составу (внизу) золото-свинцовых твердых растворов. Линия — вся совокупность данных, заливка — данные по метакристаллам

## Литература

1. Яковлев Я. В., Готовцев В. В., Маршинцев В. К. и др. Самородные металлы в изверженных породах. Ч. 1. Якутск, 1985. С. 73—76.
2. Вознесенский С. Д., Золотова В. Г. // Записки ВМО, 1986. Ч. 115, № 3. С. 301—310.
3. Разин Л. В., Сидоренко Г. А. // Минералогический журнал, 1989. Т. 11, № 4. С. 88—92.
4. Мурзин В. В., Бушмакин А. Ф., Сустанов С. Г. // Уральский минералогический сборник, 1994. № 6.
5. Рождествина В. И. // Кристаллогенезис и минералогия: Материалы II Международной конференции. СПб.: СПбГУ, 2007. С. 121—123.
6. Куимова Н. Г., Жилин О. В. // Доклады РАН, 2002. Т. 386, № 6. С. 809—812.
7. Куимова Н. Г., Моисенко В. Г. // Литосфера, 2006. № 3. С. 83—95.
8. Куимова Н. Г., Рогоulina Л. И., Моисеенко В. Г. // Минералогия и жизнь: происхождение биосферы и коэволюция минерального и биологического миров, биоминералогия: Материалы IV Международного семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2007. С. 224—226.

# ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ КАРСТУЮЩИХСЯ ПОРОД НА ТЕРРИТОРИИ ГОРОДА КУНГУРА ПЕРМСКОГО КРАЯ

К. О. Худеньких

Кунгурская лаборатория-стационар ГИ УрО РАН, Кунгур

*PrVolland@yandex.ru*

---

В 2006 г. в рамках Государственного контракта № 4/3/2006 от 15.02.2006 г. в лаборатории была закончена работа «Разработка и создание электронных баз данных результатов геологического изучения недр и инженерно-геологических изысканий на урбанизированных территориях Пермской области, сложенных сульфатными породами (г. Кунгур и пгт Полазна)» под руководством О. И. Кадебской. Электронная база данных (далее — ЭБД) включает в себя инженерно-геологическую информацию более чем по 4300 скважин и представляет собой мощный инструмент в изучении инженерно-геологических условий и в частности карстовых процессов на территории г. Кунгура.

Территория г. Кунгура занимает площадь 81.19 км<sup>2</sup>. Однако данные по скважинам ЭБД имеются лишь для центральной и северной частей города. Поэтому район исследований ограничился площадью 45.81 км<sup>2</sup>, что составляет 56.4 % от общей площади (рис. 1).

Тем не менее, от этого проделанная работа не теряет своей актуальности и ценности, т. к. основная масса промышленных и гражданских сооружений находится непосредственно в пределах изучаемого района.

На подготовительном этапе построения карты распространения карстующихся пород на территории г. Кунгура была произведена сортировка скважин ЭБД по имеющимся данным. Во-первых, были отобраны скважины, которые вскрыли только один слой карстующихся пород (известняк, доломит или гипсоангидрит). Во-вторых, выбраны скважины, в которых присутствует переслаивание карстующихся пород. В свою очередь вторая выборка была также подвергнута сортировке согласно залеганию первого от поверхности слоя карстующихся пород.

Все выбранные группы скважин были нанесены на карту разными условными знаками. Таким образом, удалось получить представление о том, в каких частях города залегают первыми от поверхности известняки, доломиты и гипсоангидриты. Это в свою очередь дало возможность провести районирование и выделить на территории г. Кунгура участки распространения карстующихся пород разного состава, т.е. составить Карту распространения карстующихся пород на территории г. Кунгура Пермского края масштаба 1:10 000 (рис. 2).

Согласно составленной карте наибольшую площадь распространения (таблица) занимают породы сульфатного состава (гипсоангидриты ирен-



**Рис. 1.** Район исследуемой территории г. Кунгура

ского горизонта кунгурского яруса нижней перми) — 27.62 км<sup>2</sup> (60.29 % от площади исследуемой территории). В территориальном отношении гипсоангидриты прослеживаются широкой полосой, проходящей по центральной части территории города с севера на юг и частично захватывают северо-западную часть города.

Доломиты филипповского горизонта кунгурского яруса нижней перми наибольшее свое распространение получили в восточной части города. Также имеются небольшие участки проявления доломитов иренского горизонта в центральном, северном и северо-западном районах. Общая площадь распространения доломитов составила 13.85 км<sup>2</sup> (30.23 % от площади исследуемой территории).

Наименьшее распространение имеют известняки иренского горизонта (общая площадь — 2.92 км<sup>2</sup>, 6.37 % от исследуемой территории). В основном эти породы прослеживаются локальными участками небольшой площади по всей исследуемой территории (за исключением юго-восточной



**Рис. 2.** Карта распространения карстующихся пород на территории г. Кунгура Пермского края

### Площади распространения карстующихся пород на территории города Кунгура

| Карстующиеся породы              | Площадь распространения |            |
|----------------------------------|-------------------------|------------|
|                                  | км <sup>2</sup>         | %          |
| Известняк                        | 2.92                    | 6.37       |
| Доломит                          | 13.85                   | 30.23      |
| Гипсоангидрит                    | 27.62                   | 60.29      |
| Нерасчлененная карбонатная толща | 1.42                    | 3.11       |
| <b>ИТОГО</b>                     | <b>45.81</b>            | <b>100</b> |



части), наибольшее же распространение они получили в районе пос. Нагорный (северо-западная окраина).

3.11 % исследуемой территории занимают нерасчлененные породы карбонатного состава, представленные чередованием известняков и доломитов иренского горизонта кунгурского яруса нижней перми.

По результатам районирования и их оценке, выяснено, что карстующиеся породы занимают 100% исследуемой территории.

Данные исследования необходимы для дальнейшего хозяйственного освоения территории города, а также для выявления наиболее карстоопасных участков, где наиболее вероятно проявление процессов провалообразования.

# ВИЗЕЙСКИЕ КАРБОНАТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ РЕКИ БОЛЬШОЙ ШЕЖИМ (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

А. Н. Шадрин

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*anshadrin@geo.komisc.ru*

---

В отложениях нижнего карбона на западном склоне Печорского Урала широко развита визейская платамовая формация открытого карбонатного шельфа [2]. Она хорошо выдержана и сложена преимущественно темно-серыми или серыми детритовыми известняками с многочисленными остатками разнообразной фауны. В возрастном отношении данная формация охватывает в основном отложения окского возраста. В составе формации выделяется две градации: подчеремская (детритово-известняковая) и кушкватская (глинисто-кремнисто-известняковая) [3]. Основная часть формации принадлежит подчеремской градации. В ее строении обособляются несколько породных ассоциаций. Среди них выделяются две главные: ассоциация полидетритовых и биоморфно-детритовых известняков и ассоциация полидетритовых и биоморфно-детритовых известняков и аргиллитов. Кроме того, могут быть отмечены следующие второстепенные породные ассоциации развитые локально: ассоциация полидетритовых известняков с кремнями и ассоциация полидетритовых и мелкообломочных известняков [2].

В разрезе нижнего течения р. Б. Шежим (правый приток р. М. Печора) отложения визейской платамовой формации развиты в объеме алексинского, михайловского и веневого горизонтов [1]. Они также относятся к подчеремской градации. Однако развитые в них ассоциации пород нельзя причислить к какой-либо из перечисленных ранее.

Так, например, алексинский горизонт (видимая мощность около 17 м) представлен серыми и светло-серыми известняками с редкими брахиоподовыми и криноидными прослоями. Микроскопические исследования показывают, что среди них различаются полидетритовые, фораминиферовые известняки с остатками багряных водорослей. Во всех случаях наблюдается большое количество (20—40 %) мелких комков и стустков пелитоморфного кальцита. Органогенные компоненты пород частично подвержены грануляции. На крупных фрагментах органических остатков часто наблюдаются цианобактериальные корочки.

Михайловский горизонт имеет мощность около 24 м. Представлен серыми и темно-серыми часто пелитоморфного вида известняками. В породах не редко наблюдаются створки брахиопод (иногда скопления по отдельным прослоям), реже целые колонии и фрагменты кораллов *Chaetetes* и *Lithostrotion*, а также членики криноидей. Известняки плитчатые. В редких случаях встречается неявная горизонтальная слоистость.

В нижней половине разреза породы представлены водорослево-сгустковыми, детритово-сгустковыми, шламово-детритовыми и брахиоподово-детритовыми известняками. Обычно детрит несколько окатан. В некоторых случаях на поверхности органических остатков имеются следы деятельности сверлильщиков. Верхняя часть разреза сложена водорослево-детритовыми известняками, иногда с большим количеством обломков створок брахиопод. Детритовый материал хорошо окатан. На крупных органических остатках часто наблюдаются цианобактериальные корочки. Органогенные компоненты пород частично подвержены грануляции.

Разрез венежского горизонта (видимая мощность около 22 м) при полевом изучении представлен чередованием серых известняков детритовых с колониями *Chaetetes*, разобщенными створками брахиопод, редкими фрагментами криноидей и известняков пелитоморфных. Микроскопически породы представлены комковато-сгустковыми с некоторым количеством детритовой составляющей, пелитоморфными, шламово-сгустковыми, шламово-детритовыми, брахиоподово-детритовыми известняками и известняковыми песчаниками. Все породы несут на себе следы вторичных изменений: грануляции слагающих их компонентов и, в редких случаях, частичной перекристаллизации.

Анализ приведенного выше материала показывает, что в составе визейских отложений нижнего течения р. Б. Шежим кроме полидетритовых и биоморфно-детритовых известняков большую, если не главную, роль играют известняки комковатые, сгустково-комковатые и детритово-сгустково-комковатые. На основе этих результатов в составе визейской платамовой формации можно выделить еще одну ассоциацию пород — ассоциацию полидетритовых, биоморфно-детритовых и комковато-сгустковых известняков, развитую в верхнем течении р. Печоры.

Работа проводилась в рамках программы ОНЗ РАН «Формационные ряды как основа литогеодинамики: на примере палеозойских отложений Североуральского региона».

### Литература

1. Варсанюфьева В. А. Геология северо-востока Русской платформы и Приполярного Урала. Академия Наук СССР. Коми филиал. Институт геологии. Сыктывкар, 1965. С. 3—19.
2. Елисеев А. И. Формации зон ограничения северо-востока европейской платформы (поздний девон и карбон). Л.: Наука, 1978. 203 с.
3. Шадрин А. Н. Визейские карбонатные отложения Верхней Печоры // Молодежь и наука на Севере: Материалы докладов I Всероссийской молодежной научной конференции. Сыктывкар: 2008. С. 164—165.

# ИЛЬМЕНитОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ПОРОДАХ ГАББРО-ДОЛЕРитОВОГО КОМПЛЕКСА ПАЙ-ХОЯ

Р. И. Шайбеков

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*shaybekov@geo.komisc.ru*

---

*Габбродолеритовый гипабиссальный* комплекс (nbD<sub>3h</sub>) выделен О. В. Забориным [1] по р. Хенгурью, правому притоку р. Сопчаю. В опубликованных работах силлы, реже дайки долеритов, габбродолеритов, широко развитые среди отложений Лемвинской зоны Пай-Хоя, известны также под названием центрально-пайхойского базальтоидного комплекса [3]. Вмещающие породы — от нижнего ордовика (хенгурская серия) до среднего девона (падейская свита). Наибольшее количество тел приурочено к отложениям ордовика.

В составе комплекса картируются многочисленные силлы, редко дайки долеритов и габбродолеритов, образующие широкую (до 20 км) полосу развития в пределах центрального и северо-западного Пай-Хоя. Изолированные группы силлов известны также на юго-восточном Пай-Хое и в пределах центрального выступа Карской астроблемы. Мощность тел варьирует от 1—3 до 150—200 м. Протяженность наиболее крупных силлов достигает 15—17 км. В эндоконтактах интрузий нередко ксенолиты вмещающих пород. Контакты силлов четкие, резкие, согласные, редко косо секущие.

В составе комплекса выделяются две группы интрузий: недифференцированные (или слабо дифференцированные) и дифференцированные.

Тела первой группы наиболее распространены, имеют однородное или симметрично-зональное (реже асимметрично-зональное) строение. Наблюдается закономерная смена пород от периферии к центру тел: эндоконтактовые микродолериты и долеритовые порфиры — мелкозернистые кварцсодержащие гломеропорфировые долериты — среднезернистые кварцсодержащие порфировидные и эвпорфировидные долериты — крупнозернистые и пегматоидные кварцевые долериты и габбродолериты.

Дифференцированные межпластовые интрузии распространены ограниченно в нижних горизонтах ордовика и обнажаются, как правило, в ядрах крупных антиклинальных структур, имеют наибольшие размеры. Слагающие их разновидности образуют вертикальную последовательность (снизу вверх): долеритовые порфиры кварцсодержащие — долериты гломеропорфировые мелкозернистые — габбро биотит-оливиновые — долериты оливинсодержащие порфировидные — долериты кварцсодержащие крупнозернистые, пегматоидные — такситовый горизонт (ассоциа-

ция пород резко различных по составу и структуре: долериты, габбро-долериты, гранофировые лейкодолериты, плагиоклазиты, гранофиры и т. д.) — долериты мелкозернистые — микродолериты эндоконтактовые [4].

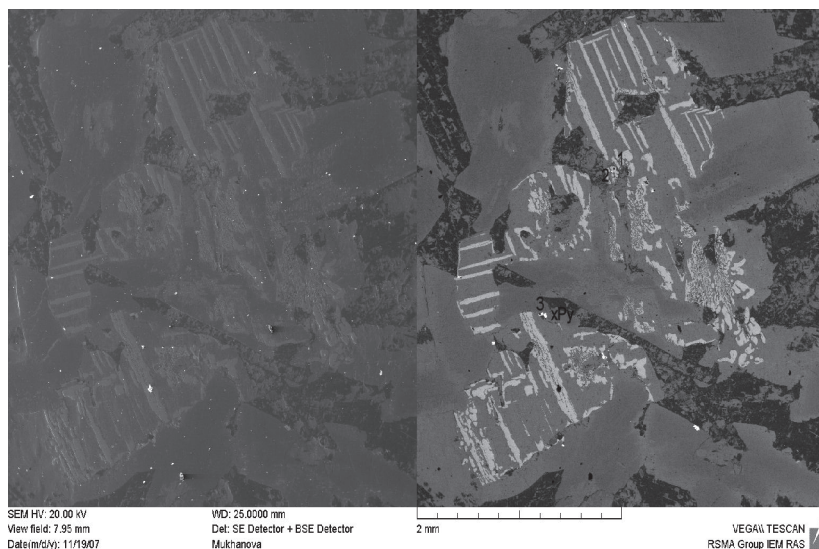
Все породы относятся к нормальному ряду и являются производные толеит-базальтовой магмы. Петрографические типы и петрохимические особенности гипабиссальных нормально-щелочных магматических пород толеит-базальтовой серии, характеристика оруденения и зон ороговирования к настоящему времени детально изложены в материалах исследований О. В. Заборина [1], М. А. Маслова [2], Б. А. Осташенко [3].

Ильменитовая минерализация:

Ильменит ( $\text{FeTiO}_3$ ) имеет широкое распространение в габбро-долеритах и развит в интерстициях зерен пироксена и плагиоклаза, и в месте их скопления образуются характерные сидеронитовые структуры. В свежем виде в проходящем свете чёрный, непрозрачный, иногда с тонкой буроватой каймой. В косом освещении обнаруживает серовато-чёрную окраску и слабый металлический блеск.

По результатам микронзондовых исследований установлены два типа структур решетчатые (рис. 1) и мермекитовые (рис. 2).

В свою очередь, ильменит, в результате распада твердого раствора, подвергся изменениям, выражающимся в его лейкоксенизации. В результате чего внутреннее строение зерен и табличек ильменита характеризуется микронеоднородностью, вызываемой повсеместным развитием лейкоксена (рутила) по всему объему зерен с характерным размером выделений в доли мм, как правило, довольно равномерно рассеянных в зерне



**Рис. 1.** Решетчатая структура ильменита

ильменита, реже фиксируется преимущественное развитие лейкоксена по периферии зерен и табличек ильменита.

Нередко в габбро-долеритах обнаруживается присутствие индивидуализированных ильменитовых выделений. Это идиоморфные зерна образующие неравномерно распределённую вкрапленность в виде выделений, контактирующих между собой зёрен или скоплений разобшённых зёрен. Зерна монокристалльные, края их часто закруглены. Возможно, что эти зерна являются результатом собирательной перекристаллизации более раннего ильменита. Общие размеры таких выделений и скоплений составляют 0.3—1.5 мм. Состоят они из 3—5 индивидов ильменита размером 0.1—0.4 мм. Присутствуют также удлиненные кристаллы, иногда быстровыклинивающиеся тонкопластинчатые выделения. Часто зерна катаклазированы и разбиты трещинками.

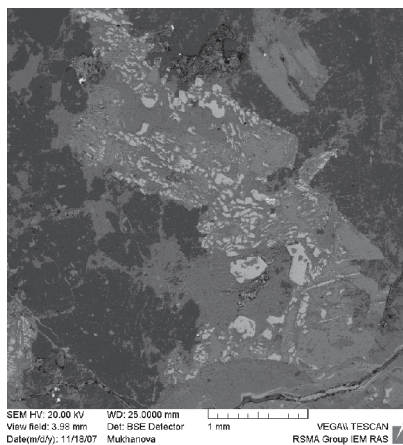
Размеры зерен ильменита колеблются от 0.01 до 0.8 мм и скоплений 5×15мм.

Кроме того, в породе отмечены зерна титанита с резким высоким рельефом, представленного в неправильных форм, серого цвета зёрнах с аномальными цветами интерференции, которые замещают зерна ильменита (рис. 3). Обычно это вытянутые агрегатные скопления и зерна размерами до 0.7 мм.

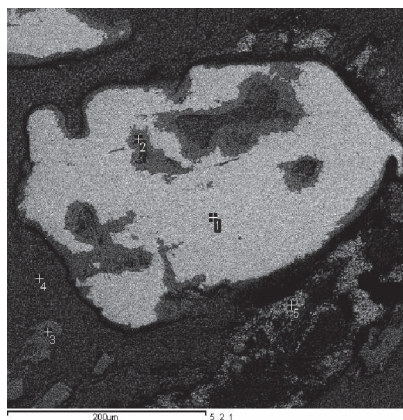
Таким образом, в результате исследований получены следующие выводы:

1. Ильменит образовался в результате сложных гидротермально-метасоматических процессов изменения первичных Fe-Ti окислов.
2. Ильменит в результате гипогенного процесса замещается лейкоксом и титанитом.

*Работа выполнена при поддержке НШ-1014.2008.5*



**Рис. 2.** Мирмекитовая структура ильменита



**Рис. 3.** Формы замещения ильменита титанитом (цифрами 1, 5 обозначен ильменит; 2, 3, 4 — титанит)

## Литература

1. *Заборин О. В.* Основные магматические породы Центрального Пай-Хоя (Югорский п-ов). Дисс. ... к. г.-м. н. Л.: ЛГИ, 1975. 148 с. Коми ТГФ.
2. *Маслов М. А., Костюкова Л. А.* Магматические формации Севера Урала и Пай-Хоя. Воркута, 1977. 548 с. ВО КРГФ.
3. *Остащенко Б. А.* Петрология и оруденение центральнопайхойского базальтоидного комплекса. Л.: Наука. 1979. 113 с.
4. *Шкарубо С. И., Шишкин М. А. Маркина Н. В. и др.* Создание комплекта Государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 листа R-41. Отчет о выполнении работ по Государственному контракту № 03/03/12-17., Морская арктическая геологоразведочная экспедиция (ОАО МАГЭ). Пай-Хой, Печорская низменность, Карское море. Лист R-41, 2008.



# ХАРАКТЕРИСТИКА УСТЬДУРНАЮСКОЙ СВИТЫ НА РЕКЕ ИЗЬЯЮ (ГРЯДА ЧЕРНЫШЕВА)

Д. Н. Шеболкин

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*drk80@mail.ru*

---

Разрезы силура гр. Чернышева с позиции детальных литологических исследований изучены слабо. Нами изучалась та часть разреза в обн. 479 на р. Изьяю [2, 4], которая относится к устьдурнаюской свите и представлена чередованием различных разностей известняков и доломитов мощностью 9.42 м. В настоящее время устьдурнаюская свита включает в себя верхи лландовери и венлок, причем предполагается неполный объем венлокских отложений [1].

В результате проведенных нами макро- и микроскопических исследований среди отложений устьдурнаюской свиты выделяются следующие основные литологические типы (ЛТ): 1 — известняки микрозернистые, 2 — строматолитовые известняки, 3 — обломочные известняки, 4 — доломиты известковистые, 5 — биокластовые известняки, 6 — доломиты слоистые, 7 — доломиты с алевритистой примесью кварца, 8 — доломиты неравномерно слоистые, 9 — доломит известковый с биотурбацией и включением обломков.

ЛТ-1. Микрозернистые известняки. Известняки микрозернистые, серые, темно-серые, светло-серые, с пятнами илового материала, с присутствием или отсутствием биокластового материала, с выделениями светлого кальцита, местами присутствуют на поверхности следы илоедов. Ходы илоедов, кроме скопления биокластового материала, подчеркнуты перекристаллизацией. Мощность: от 0.01 до 0.2 м.

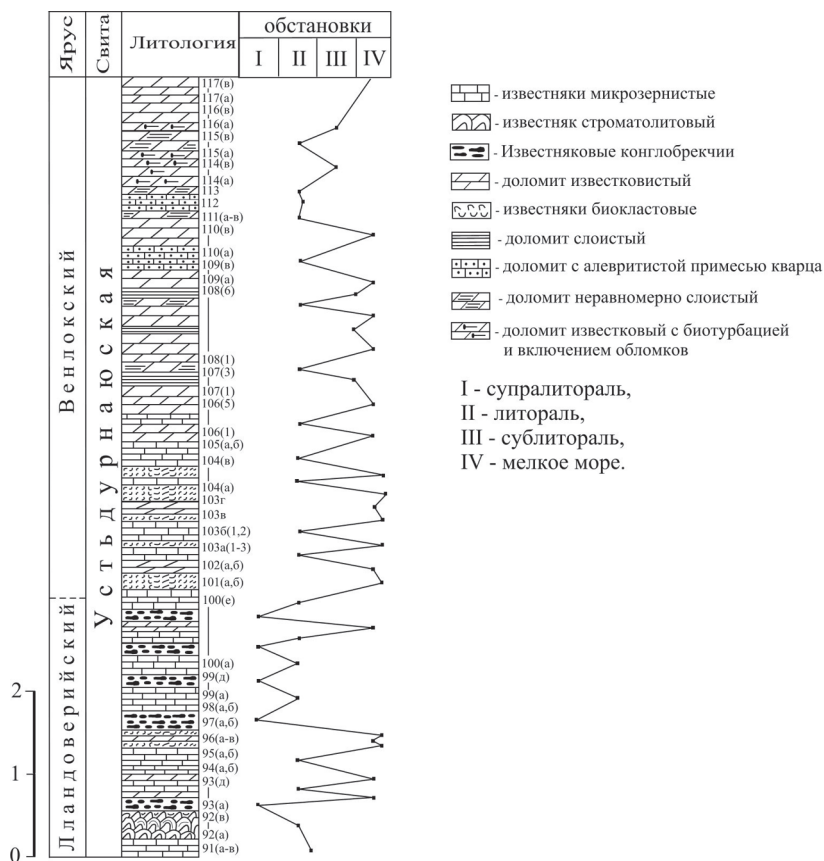
*Условия образования:* Обстановки иловой литорали.

ЛТ-2. Строматолитовые известняки. Четко выраженная «мозговидная» разность высотой от 3 до 20 см, а диаметр — до 50 см. Это те же караваеобразные постройки, но с множеством разного размера трещин усыхания на поверхности [5]. Караваеобразные постройки, как показали исследования Б. Логана [6] на современных строматолитах Западной Австралии образовались из куполовидных колоний путем смывания осадка с верхушки. Одним из свидетельств мелководности толщ со строматолитами в условиях литорали является развитие трещин усыхания на поверхности колоний, т.е. формируются микропостройки строматолитов с «мозговидной» отдельностью. Мощность: от 0.02 до 0.2 м.

*Условия образования:* Обстановки высокой подвижности вод и в непосредственной близости от базиса действия волн или подводных течений. Строматолиты являются диагностическим признаком литорали.

ЛТ-3. Известняковые конглобрекции. Известняки серые, микрозернистые, массивно-плитчатые, с обломками более темного цвета и разной





Характеристика устьдурнаюрской свиты на р. Изьяю

формы, как ориентированные по наслоению, так и нет. Обломочный материал в основном неокатанный (конглобрекции) представлен: серыми темно-серыми известняками микрозернистыми, известняками с биокластовым материалом, известняками тонкозернистыми с угловатыми мелкими обломками, известняковым алевритом. Более крупные обломки иногда включают фрагменты биокластового материала и мелкие обломки. Вторичные минералы представлены примесью кварца, пиритом, гидроксидами железа. Мощность: от 0.02 до 0.5 м.

*Условия образования:* Проявленная брекчированность обломочных известняков позволяет сделать предположение об окончательном формировании этих отложений в условиях супралитораля.

ЛТ-4. Доломиты известковые. Порода серого, либо светло-коричневого цвета, с тонкими прожилками кальцита, тонкозернистой структу-

ры, тонкополосчатой и линзовидной текстуры. Порода состоит из зёрен доломита ромбической формы плотно прилегающих друг к другу, размером от 0.01 до 0.2 мм. Местами между зёрнами отмечается пелитоморфный кальцит с примесью гидроокислов железа. Встречаются зерна кварца в породе скоплениями в виде линз и пятен. Редко встречается органический материал представленный неопределимым шламом и мшанками. Мощность: от 0.02 до 1 м.

*Условия образования:* Мелководный бассейн с затрудненным водообменом.

ЛТ-5. Биокластовые известняки. Известняки серые, коричневато-желтые, темно-серые, в разной степени доломитизированные. Характерны разности, с обломочным материалом, иногда с алевроитисто-глинистой примесью. Органический материал представлен несортированными фрагментами остракод, как в виде разрозненных створок так и целыми раковинами. Скелетный материал интенсивно перекристаллизован. Присутствуют пирит, кварц, гидроокислы железа (1—2 %). Мощность: от 0.01 до 0.05 м.

*Условия образования:* Образование этих отложений происходило в мелководной части шельфа, с подвижной гидродинамикой.

ЛТ-6. Доломиты слоистые. Доломиты тонкозернистые имеющие микро- и волнисто-тонкослоистую текстуру, иногда до средне-толстослоистой, с изменяющейся окраской пород от светло-серой до серовато-коричневой. Слоистость выражается чередованием прослоев доломитов и глинистых слоев. Мощность: от 0.01 до 0.25 м.

*Условия образования:* Мелководный шельф, со слабой гидродинамикой.

ЛТ-7. Доломиты известковые с алевроитистой примесью кварца. Порода светло-коричневого цвета имеет алевроитовую структуру, пятнистую, и неравномерно слоистую текстуры. Основная масса состоит из зерен доломита ромбической формы размером от 0.01 до 0.2 мм. Промежутки между доломитом выполнены микрозернистым кальцитом с примесью гидроокислов железа. Кварц имеет угловатые, угловато-окатанные зерна размером 0.01 до 0.1 мм. Встречается органический материал в виде неопределимого шлама и фрагментов мшанок [3]. Мощность: от 0.1 до 0.2 м.

*Условия образования:* Вероятнее всего в зоне литорали, с менее подвижной гидродинамикой.

ЛТ-8. Доломиты тонкозернистые неравномерно-слоистые. Слоистость подчеркивается поверхностями размыва. Рельеф поверхности прослоев быстро меняется от пологого неправильно-волнистого до резко бугристого.

*Условия образования:* Вероятнее всего обстановки литорали.

ЛТ-9. Доломиты известковые с биотурбацией и включением обломков. Порода серого до темно-серого цвета, тонкозернистой структуры. На биотурбированность осадка указывает взмученность. Включает обломки

микрозернистого известняка неокатанной формы. Между зернами доломита отмечается пелитоморфный кальцит с примесью гидроокислов железа. Встречаются зерна кварца, перекристаллизованные органические остатки.

*Условия образования:* Обстановки сублиторали со спокойной гидродинамикой.

Как видно из схематического рисунка, для разреза характерна частая смена литотипов. Важно отметить, что порой в одном шлифе мы можем наблюдать до четырех различных литотипов пород, разделенных между собой поверхностями размыва. Особенно четко это проявляется в верхне лландоверийских отложениях.

Фациальная кривая отражает нестабильность условий осадконакопления. Зоны осадконакопления располагались в основном в пределах литорально-мелководно морских обстановках с периодическим выводом (в позднелландоверийское время) осадков в зону супралиторали. В позднелландоверийское время характерно присутствие обилия фауны, строматолитовых построек, обломочных разностей, что говорит о крайнем мелководье с нестабильным тектоническим режимом бассейна, чем в венлоке в котором в свою очередь предположительно отсутствует нижняя часть. В венлокское время в целом преобладают доломитистые образования с бедным комплексом фауны.

Частая смена литотипов обусловлена прежде всего изменением глубин и неустойчивой гидродинамикой. Также на данный момент мы не можем четко обосновать литологически границу лландовери и венлока.

### **Литература**

1. *Безносова Т. М., Мянник П.* Граница лландовери и венлока на севере палеоконтинента Балтия // ДАН, 2005. Т. 401, № 5. С. 655—658.
2. *Тимонин Н. И.* Тектоника гряды Чернышева. Л., 1975. 130 с.
3. *Шеболкин Д. Н.* Литолого-геохимическая характеристика пограничных венлокско-лудловских терригенных отложений Изьяю-Кожимского района / / Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона. Сыктывкар, 2007. № 6. С. 55—62. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. Центра УрО Российской АН. Вып. 121).
4. *Шеболкин Д. Н.* Новые данные по границе лландовери и венлока на р. Изьяю (гр. Чернышева) // Материалы докладов I Всероссийской молодежной научной конференции «Молодежь и наука на Севере». Сыктывкар, 2008. Т. I. С. 165—166.
5. *Шеболкин Д. Н.* Строматолиты венлока (на примере Приполярного Урала и гряды Чернышева) // Геобиосферные события и история органического мира. Тезисы докладов LIV сессии Палеонтологического сообщества при РАН. Санкт-Петербург, 2008. С. 186—188.
6. *Logan B. W.* Cryptozoon and associate stromatolites from the recent, Shark Bay, Western Australia. J. Geol., 1961. V. 69, № 5.

# ЦЕОЛИТСОДЕРЖАЩИЕ ПОРОДЫ ТИМАНА: ПРОБЛЕМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДЛЯ ОЧИСТКИ ВОДЫ

Д. А. Шушков

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*dashushkov@rambler.ru*

---

В настоящее время актуальность проблем, связанных с очисткой питьевых и хозяйственных вод, не вызывает сомнений. Наиболее распространенными сорбентами для очистки хозяйственно-питьевых вод являются кварцевый песок и активированные угли (гранулированные и порошкообразные). Однако все большее внимание уделяется очистке воды с помощью цеолитов и цеолитового сырья. Важным свойством этого минерального сырья является способность сорбировать не только органические вещества, но также тяжелые металлы и радионуклиды.

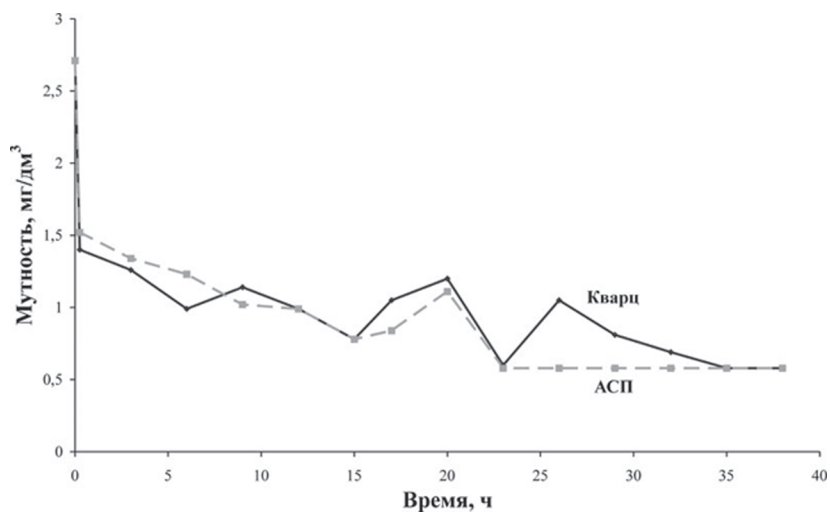
Одной из разновидностей цеолитового сырья являются анальцимсодержащие породы. Они достаточно широко распространены на Тимане и Притиманье (Республика Коми). Анальцимсодержащие породы представлены аргиллитами и алевролитами. Анализ минерального состава показал высокое содержание глинистых минералов (50—70 %), которые пропитаны оксидами и гидроксидами железа. Также присутствуют кварц (10—30 %), анальцим (1—30 %), полевые шпаты (2—10 %), карбонаты (2—5 %), пирокластический материал.

Были проведены исследования по очистке питьевой воды р. Вычегда. Основной задачей исследования являлось повышение степени очистки воды от органических соединений (снижение перманганатной окисляемости) и железа, а также улучшение органолептических показателей качества воды (цветности, мутности). В ходе эксперимента сравнивалось действие анальцимсодержащей породы и кварцевого песка.

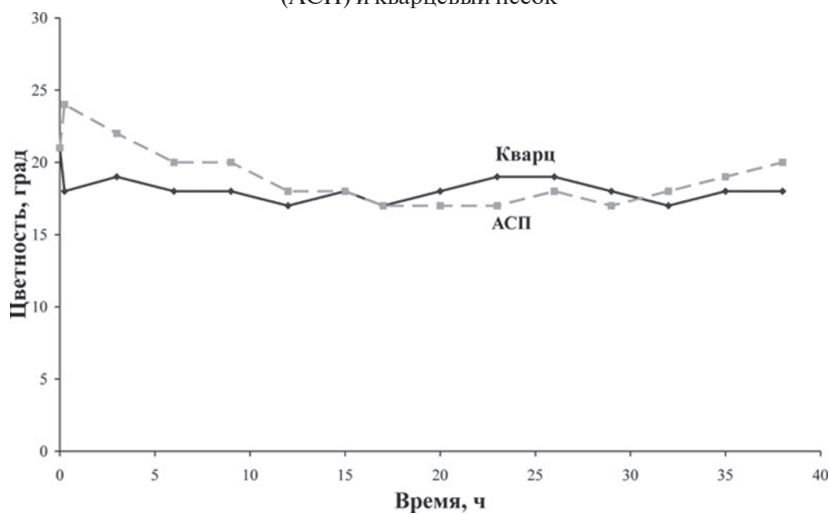
При использовании в качестве сорбента исходной анальцимсодержащей породы (без какой-либо обработки) перманганатная окисляемость увеличилась в 2.5 раза. Вероятно, это произошло из-за наличия в породе органических веществ. Поэтому дальнейшие исследования проводились на модифицированной породе, полученной путем прокаливания. Термообработка позволила удалить органические вещества из пород, а также повысить их сорбционные свойства.

В результате можно сказать, что и кварцевый песок, и анальцимсодержащая порода примерно одинаково уменьшают цветность и мутность. Однако анальцимсодержащая порода значительно лучше снижает содержание железа (общее) в воде и уменьшает перманганатную окисляемость (рис. 1—4). Исследования в данном направлении доведены до патента [1].

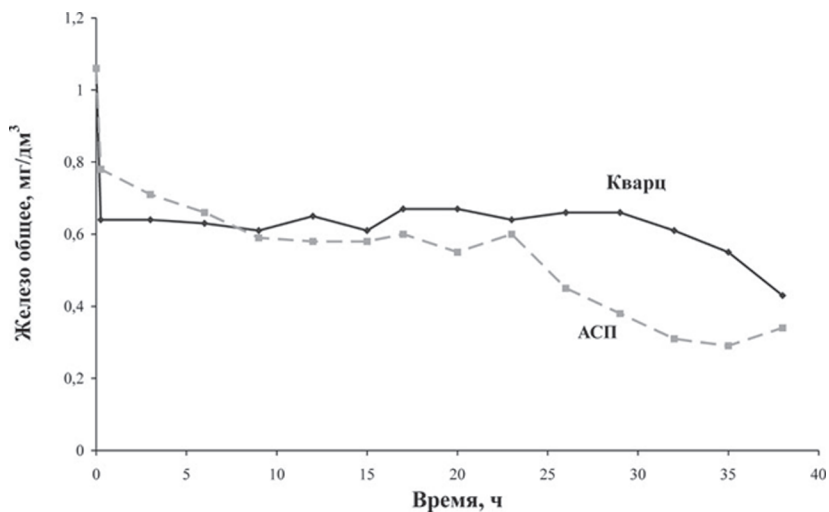
Одним из ограничивающих факторов использования являются низкие механические свойства. Это механическая прочность, измельчае-



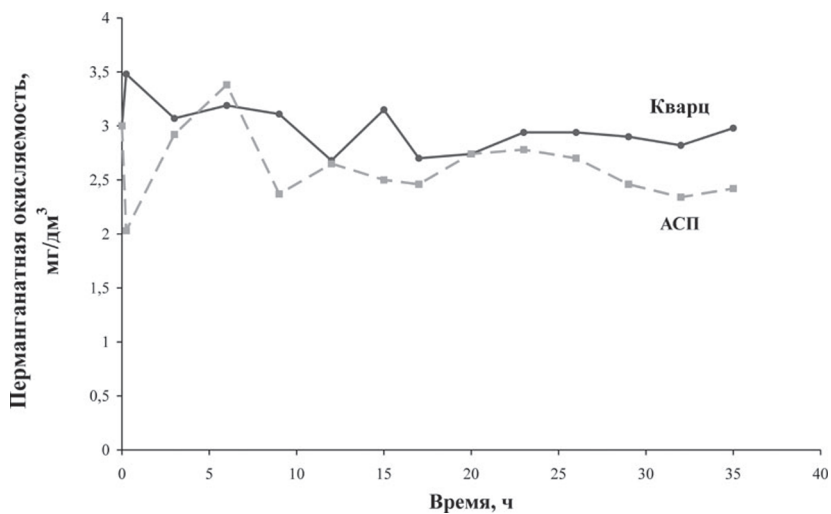
**Рис. 1.** Мутность воды при пропускании через аналцимсодержащую породу (АСП) и кварцевый песок



**Рис. 2.** Цветность воды при пропускании через аналцимсодержащую породу (АСП) и кварцевый песок



**Рис. 3.** Содержание железа (общее) при пропускании через аналитимсодержащую породу (АСП) и кварцевый песок



**Рис. 4.** Перманганатная окисляемость при пропускании через аналитимсодержащую породу (АСП) и кварцевый песок

мость, которые по многим показателям не отвечают “Временным техническим требованиям...”<sup>\*</sup> и нуждаются в модификации. Исследования показали, что их можно повысить с помощью термообработки. Так, термообработка пород привела к повышению механической прочности, водостойкости.

Что касается сорбционных свойств, то анальцимсодержащие породы имеют невысокие значения объема пор и удельной поверхности. Сам анальцим является узкопористым цеолитом по сравнению с другими видами цеолитов. Сорбционные свойства также повышаются при термообработке. Например, увеличивается удельная поверхность, объем пор, пористость [3].

Таким образом, представляется возможным использование анальцимсодержащей породы для очистки питьевой (или сточной) воды. В будущем нами планируется исследование эффективности очистки вод анальцимсодержащей породой от тяжелых металлов, аммонийного азота, фосфатов, фенола, нефтепродуктов и др.

### **Литература**

1. Патент № 2296718 RU. МПК C02F 1/28, C02F 1/64, C02F 103/04. Способ очистки воды / Д. А. Шушков, О. Б. Котова, И. П. Пальшин. Оpubл. 10.04.2007, бюл. № 10.

2. Оценка качества природных и активированных цеолитов и опок для процессов осушки нефтяных газов, очистки питьевых и сточных вод, очистки дымовых газов ТЭЦ, сероочистки углеводородного сырья и опок как сырья для производства жидкого стекла: Методические указания. № 86 / НСОМТИ Т. П. Конюхова, У. Г. Дистанов, О. А. Михайлова и др. М.: ВИМС, 1996.

3. Шушков Д. А., Котова О. Б., Капитанов В. М., Игнатьев А. Н. Анальцимсодержащие породы Тимана как перспективный вид полезных ископаемых. Сыктывкар, 2006. 40 с. (Научные рекомендации — народному хозяйству / Коми научный центр УрО РАН. Вып. 123).

---

<sup>\*</sup> Временные технические требования к качеству природных цеолитов для предварительной оценки по направлениям использования

# ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО ВЕРХНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕЙДИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

О. Ю. Яшина

СыктГУ, Сыктывкар

Объектом исследований в рамках данной работы являются терригенные породы печорской серии верхней перми, вскрытые скважиной СДК-644, расположенной в пределах Сейдинского месторождения Печорского угольного бассейна.

Свита литологически однообразна и сложена песчаниками мелкой и средней размерности, алевролитами и аргиллитами. Окраска пород меняется от светло-серой (в песчаниках) до темно-серой и черной (в аргиллитах). Отмечаются прослои угля в аргиллитах и пласты угля рабочей мощности. Песчаники по петрографическому составу относятся к полевошпатовым и кварц-полевошпатовым грауваккам. Кластический материал (65—75 %) представлен обломками пород преимущественно эффузивного состава и обломками минералов кварца и полевого шпата.

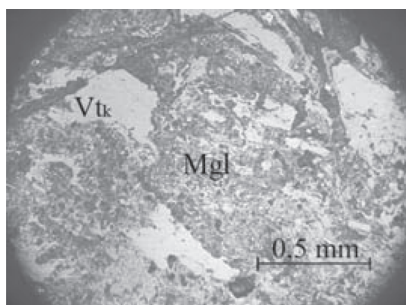
В разрезе выделяются два угольных пласта, вскрытых скважиной СДК-644 на глубинах 120 и 170 м. Наибольшее содержание органического углерода в отложениях свиты наблюдается в образцах глинистого состава, находящихся в непосредственной близости к угольным пластам, наименьшее в песчанистых разностях безугольных пачек. Содержание в разрезе пластов, насыщенных углистым веществом ( $C_{орг}$  1—3 % и более) порядка 20 %.

Гелефицированный растительный детрит в породах представлен мацералами групп витринита и инертинита.

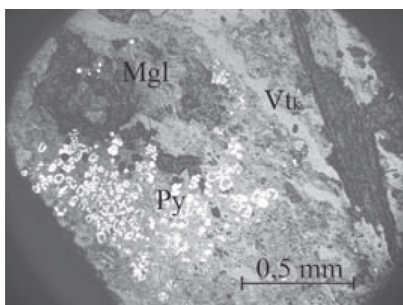
Компоненты группы витринита имеют ровную поверхность, окраску серую до светло-серой. К ним относятся коллинит (рис. 1) и телинит [3]. Степень сохранности структуры исходной ткани преимущественно плохая. По коллиниту часто развит пирит в виде изомеричных сферических включений и их скоплений (рис. 2). В аргиллитах так же отмечаются окисленные разности витринита — семивитринит.

Мацералы группы инертинита составляют большую часть гелефицированной органики и характеризуются высоким показателем отражения и резко выраженным микрорельефом [3]. Цвет меняется от белого до желтого. Степень сохранности плохая. Компоненты данной группы образуются в процессе интенсивного окисления органического вещества. К ним относятся такие мацералы как макринит и фюзинит. Макринит — бесструктурный мацерал белого цвета (рис. 3), инертдетринит характеризуется наличием обрывков ткани с клеточной структурой хорошей сохранности (рис. 4).

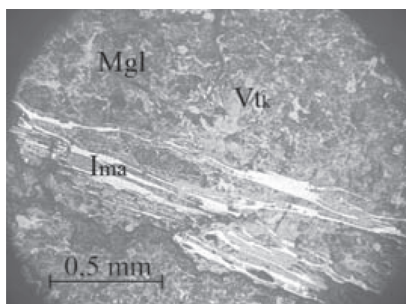




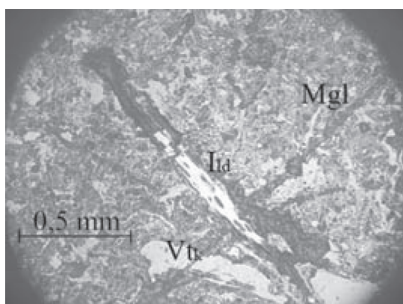
**Рис. 1.** Коллинит Vtk, глинистые минералы Mgl



**Рис. 2.** Коллинит Vtk, глинистые минералы Mgl, пирит Py



**Рис. 3.** Коллинит Vtk, макринит Ima, глинистые минералы Mgl



**Рис. 4.** Коллинит Vtk, инертодетрит IId, глинистые минералы Mgl

По соотношению с межзерновым пространством в породе гелефицированное органическое вещество относится к типу детритного ОВ [2]. Углистый микродетрит четко выделяется в пелитовых и алевро-песчаных породах, формировавшихся в континентальных прибрежно-равнинных и прибрежно-морских водоемах. Четкая приуроченность включений ОВ к определенным литотипам пород и их фациальная принадлежность позволяют считать это вещество сингенетичным вмещающим породам.

По составу микрокомпонентов исходного вещества можно сделать вывод, что угли печорской серии рассматриваемой территории относятся к гумусовому типу, образовавшихся из остатков высшей растительности [2]. Подтверждает данный вывод и наличие в породе остатков углефицированной древесины.

Угли Сейдинского месторождения из отложений печорской серии имеют марку Д-Г (длиннопламенные и газовые) с отражательной способностью витринита ( $R_o$ ) 0.7—0.8 % [1], что свидетельствует о средней стадии катагенеза градации МК<sub>2</sub>, т.е. о незавершенности преобразования ОВ углей и о имеющимся газогенерационном потенциале пород в определенных условиях.

## **Литература**

1. Воркутский угленосный геолого-промышленный район: структура запасов и направление комплексного освоения. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 1994. 272 с.
2. Органическая геохимия и нефтегазоносность пермских отложений севера Предуральяского прогиба / Под. ред. Л. А. Анищенко. СПб.: Наука, 2004. 214 с.
3. Угли бурые, каменные и антрациты. ГОСТ 9414-74 / Под ред. А. А. Зимовновой М.: Издательство стандартов, 1987.

# МИНЕРАЛЬНЫЕ ПИГМЕНТЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ

И. С. Астахова

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*astachova@geo.komisc.ru*

Устойчивый экономический рост, стабилизация в большинстве отраслей промышленности и модернизация рынка российской продукции повлекли к пересмотру отдельных видов полезных ископаемых. Увеличение объемов строительных работ и появление новых материалов повысило роль местной сырьевой базы.

Природные пигменты представляют собой цветные горные породы и минералы, способные после несложной обработки в сочетании со связующими компонентами придавать окрашиваемым поверхностям и материалам устойчивую окраску. Они обладают уникальными качествами и свойствам (яркость, однородность, устойчивость).

Основными потребителями пигментов являются лакокрасочная промышленность и строительная отрасль. Несмотря на огромное предложение и ассортимент синтетических красителей природные пигменты занимают особое место при производстве красок и эмалей для строительно-отделочных работ, окрашивание строительных материалов и изделий (цветные бетоны, плитка, линолеумы и др.) [1, 3].

Минерально-сырьевая база природных пигментов северо-востока Европейской части России преимущественно может быть ориентирована на лакокрасочную промышленность, сосредоточенную в Санкт-Петербурге, Ярославле, Москве. Однако существуют попытки организовать производство и в Республике Коми на основе титановых руд Ярегского месторождения. Ярегское месторождение расположено на Южном Тимане и представляет собой погребенную метаморфизованную девонскую россыпь, приуроченную к песчаникам эфельского и живетского ярусов. Нижний рудный горизонт сложен грубо- и крупнозернистыми песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов, верхний — полимиктовыми конгломератами и разнозернистыми кварцевыми песчаниками. Рудные минералы представлены полуокатанными зернами лейкоксена размером 0.2—1.5 мм и единичными зернами ильменита. В богатых пробах рудосодержащего песчаника содержится 8—10 %  $\text{TiO}_2$ .

Лейкоксеновые концентраты Ярегского месторождения представляют собой полиминеральные титан-кремниевые агрегаты, состоящие из сростков минералов титана (рутила, анатаза) с кварцем. Содержание двуокиси титана в них 45—50 %. Для производства пигментов на основе двуокиси титана с высокими экономическими показателями содержание его в исходных концентратах должно быть не менее 65 %, поэтому разрабо-

таны несколько схем доведения концентрата до технологических показателей.

Диоксид титана используют как белый пигмент для красок и в производстве цемента. Рентабельность организации производства оправдана запасами (на данном месторождении около 40 % запасов титана России) и возможностью разработки совместной добычи нефти и руды.

Учитывая вещественный состав и малярно-технические характеристики, выделены породы и минералы северо-востока Европейской части России, пригодные для использования в качестве сырья для получения природных пигментов. В первую очередь глины, суглинки богатые оксидами и гидроксидами железа, характеризующиеся желтыми, зелеными, коричневыми и красными цветами. Данные породы широко развиты на территории Тиманской гряды, Предуральского краевого прогиба, Мезенской синеклизы. Еще с древнейших времен в районе рр. Вычегды, Илыч, вблизи с. Гам вели добычу охр, мумии. Они имели местное значение, однако известны факты экспорта сырья в Архангельск [2].

Пигменты должны обладать не только высокой красящей способностью и технологичностью, но и обладать дешевизной, то есть их месторождения должны быть расположены близко к основным транспортным путям или пигменты должны добываться как попутный компонент. Наиболее экономически выгодными являются месторождения красочных глин на площади развития бокситоносных кор выветривания Вежаю-Ворыквинской группы. На территории прослежены выходы красочных глин гидрослюдисто-каолинитового состава. Цвет глин варьирует от красных, вишнево-красных, сиреневых тонов, соответствующих по цвету охрам и мумиям. По содержанию гематита (до 30 %) данные породы можно отнести к мумиям бокситовым.

Близкое расположение транспортных путей дает перспективы развития Джеджимского и Ышкемесского проявления в Усть-Куломском районе. Полезный компонент данных проявлений представлены ярко-желтыми глинами с содержанием оксида железа до 10 %, что по качеству сырья (ОСТ 6-10-430-80) может использоваться в густотертых красках в качестве охры марки «0-3». Прогнозные ресурсы Джеджимского проявления составляют около 300 тыс м<sup>3</sup>. На Ышкемесском проявлении пигмент может добываться совместно с облицовочным камнем [4].

Широко развитая сеть автотранспортных дорог в южной части Республики Коми делает добычу минеральных пигментов наиболее рентабельной. Вблизи с. Жешарт развиты охры от желтого до коричневого цвета. Содержание железа составляет от 11 до 15 %. Укрывистость и технологические свойства пигмента соответствует охрам марки «0-1».

Технология получения глинистых пигментов из пород проста: просев или мокрая сепарация, реже обжиг или простой помол. Данный вид пигментов чаще всего используется для производства силикатных, масляных,

художественных красок, изготовления цветных паст и шпатлевок, замазок и штукатурок.

Более ограниченное распространение имеет кремнеземистый тип пигментов. Для их получения пригодны глауконитсодержащие породы. На территории северо-востока Европейской части России глауконит встречается в районе Ижма-Печорского впадины. Данные проявления интересны для исследования в связи с неглубоким залеганием пород. На проявлении Няю и Очью содержание глауконита в глинистых прослоях достигает 30—45 %, встречаются жилы (участок Айова) с содержанием до 90 %, что отражается на насыщенности цвета пигмента от зеленовато-серого до зеленовато-голубого цвета [5].

Для лакокрасочной промышленности необходимы наполнители, которые обладают низкой укрывистостью. Однако они придают лакокрасочным материалам прочность, атмосферостойкость. На территории северо-востока Европейской части России одним из наполнителями, добыча которого экономически подтверждена, является барит.

Хойлинского месторождение барита расположено на Полярном Урале. Основными рудообразующими минералами являются барит, кварц и кальцит. По ряду характеристик месторождение не имеет аналогов в России и в странах ближнего зарубежья. Руды имеют среднее содержание 85.4 % в преобладающем существенно баритовом природном типе и 68 % в кремнисто-баритовом и карбонатно-баритовом типах. За 2005 г. на данном месторождении добыто более 100 тыс. т концентрата, который используется в нефтяной и газовой (до 80 %), остальной процент используется в других видах промышленности (преимущественно в бумажной). По содержанию  $\text{BaSO}_4$  (до 90 %),  $\text{SiO}_2$  (от 4 до 10 %),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (0.5—0.7 %) бариты Хойлинского месторождения можно отнести (по ГОСТ 4682-84) к первому и второму сорту. Барит в лакокрасочной промышленности служит наполнителем и позволяет не только экономить связующее вещества и пигменты, но и выпускать краски с низкой растворимостью и высокой устойчивостью.

В качестве желтого и оранжевого природного пигмента до XIX в. использовался реальгар и аурипигмент. Данные минералы встречаются на территории р. Кара в небольших по площади распространения прожилках и гнездах в известняках мощностью 2—3 см [6]. Для желтой краски подходят и ярозитовые породы, однако минерал встречается в небольших количествах. Ярозит встречается с другими сульфатами на поверхности сланцев на Пай-Хое. Пигмент является атмосфероустойчивым, светоустойчивым и обладает хорошей укрывистостью. На сегодняшний день на рынок поступают образцы ярозита с месторождений Ачи-Сай в Казахстане и Журавлинского в Пермской области.

Черными, темно-коричневыми красками использующимися еще с древних времен и часто приемняющихся и сейчас для реставрации являются пигменты на основе углеводов. В эту группу минералов входят

аморфная разновидность углерода — графит, шунгит и углеводородосодержащие разновидности — бурый уголь, асфальт. Основные месторождения данных пигментов связаны с угольными формациями Печорского бассейна.

Из синих пигментов на территории европейской части России встречаются рибекит и вивианит. Проявления рибекита известны на Полярном Урале, где рибекит обнаружен в ультрабазитах в виде прожилков и жил. Вивианит прослежен в разрезах Сысола-Вычегодского разреза в виде прожилко-комковидных выделений по мощности от 40 до 90 см. Данные проявления небольшие по площади и экономической ценности не несут.

На территории северо-востока Европейской части России обнаружены минеральные пигменты характеризующую всю цветовую гамму, однако, с разной степенью изученностью и перспективой освоения.

### **Литература**

1. Голубов В. Н. Пигменты и краски в живописи. М., 1989.
2. Григорян В. Перекресток // Газета «Вера», 2007. №11.
3. Розанов Ю. А., Толстихина К. И. Природные минеральные пигменты РСФСР. М., 1947. 172 с.
4. Толстихина К. И. Связь цвета железоокисных и глинистых природных пигментов с их химическим составом. 1948. С. 150—154. (Труды Ин-та геологических наук; Вып. 89).
5. Топорков В. Г. Оценка перспектив центральных районов Республики Коми на нетрадиционные и редкие виды неметаллических полезных ископаемых. М 1:500 000. Отчет ТОО «Геолог-1». Ухта, 1996.
6. Юшкин Н. П., Макеев А. Б. Мышьяковые минералы Пайхойско-Южно-новоземельской провинции // Геология и полезные ископаемые северо-востока Европейской части СССР. 1978. С. 79—85. (Труды ИГ КомиНЦ УрО РАН; Вып. 27).

# СРАВНИТЕЛЬНАЯ МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТИМНСКИХ РОССЫПЕЙ

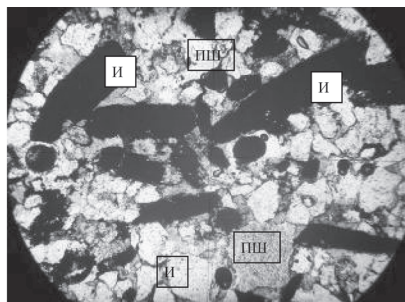
О. В. Ершова

УГТУ, Ухта

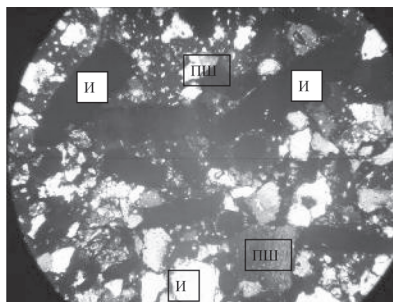
omiga03@mail.ru

Россыпные месторождения девонского возраста, известные на Тимане, имеют этажированное строение. Ярегское месторождение на Южном Тимане образовано несколькими россыпями, расположенными непосредственно одна над другой (нижняя, средняя и верхняя). На Среднем Тимане единое Умбинско-Средненское месторождение тоже сложено двумя россыпями: Пижемской (нижней) и Ичетьюской (верхней). Они совпадают по площади, расположены в едином разрезе одна над другой. Ранее они рассматривались как самостоятельные месторождения или как россыпи, образующие Ичетью-Пижемское россыпное поле.

Анализ живецко-франских псаммитов Ярегского месторождения показал, что главным минералом россыпи является лейкоксен и его разновидности. Для пород ярегской россыпи характерна сидеритизация (рис. 1—2). Псаммиты живецкого возраста более грубозернистые, они характеризуют прибрежную зону осадконакопления. Основная масса пород представлена кварц-серицит-хлоритовым псаммитом с включениями лейкоксена, ильменита, иногда встречаются магнетит, циркон, редко — в незначительных количествах полевые шпаты. Железистая примесь иногда составляет 8—10 %, так как коры выветривания формировались по ожелезнённым сланцам. Редкая примесь полевых шпатов — является подтверждением поступления лейкоксена из сланцев фундамента, так как лейкоксен из сланцев и лейкоксен из псаммитов совершенно идентичны по микропримесям.



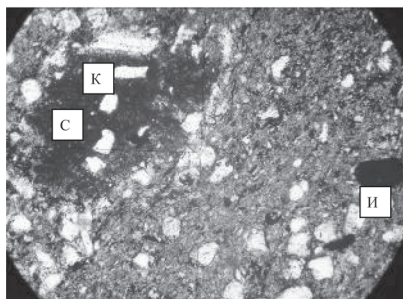
Николи II



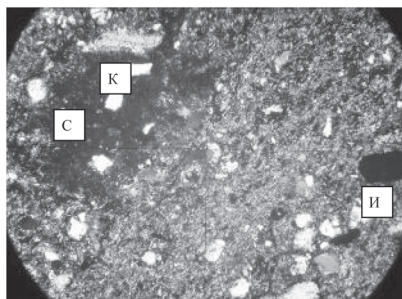
Николи X

**Рис. 1.** Крупнозернистый слабоокатанный ильменит (веретенновидный) в разнозернистом кварцевом песчанике с редкой примесью полевых шпатов. Здесь и далее: И — ильменит, К — кварц, ПШ — полевые шпаты, С — сидерит, Л — лейкоксен, Ц — циркон





Николи II

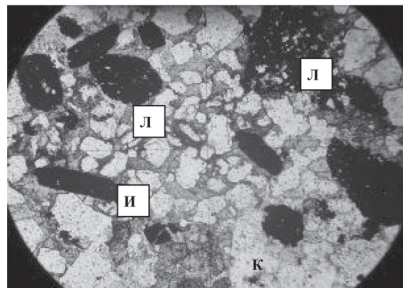


Николи X

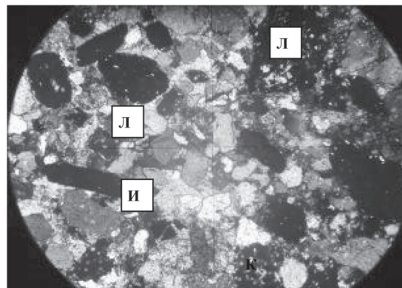
**Рис. 2.** Алевропесчанистый железистый аргиллит  $D_3fg$  с обломочным ильменитом, с крупноромбовидным вторичным сидеритом и с включениями кварца

Главным минералом Пижемской россыпи, как и Ярегской, является лейкоксен. Поверхность лейкоксеновых зерен губчатая, пористая, окраска от светло- до темно-серой, в случаях ожелезнения — желтовато-охристая, розоватая до буроватой; отмечаются наросты и «гребешки» новообразованного кристаллического рутила и анатаза. Встречаются сростки и агрегаты лейкоксена с кварцем, гематитом, реже с серицитом, подтверждающие происхождение подавляющей части обломочного лейкоксена за счет выветрелых рифейских алевро- и филлитосланцев (рис. 3). В отличие от Ярегской россыпи, в Пижемской более существенную роль играет циркон (рис. 4). Другие компоненты (редкометалльные: циркон, ильменорутил, колумбит — и редкоземельные: монацит, куларит) аналогичны комплексной полиминеральной россыпи Ичетью.

Химический состав лейкоксена в россыпях остаётся неизменным, он практически не отличается от состава лейкоксена из метаморфических пород. Это может свидетельствовать о едином источнике первичного титана — позднепротерозойских сланцах. Это также может свидетельствовать об отсутствии или слабом влиянии химических процессов на эти



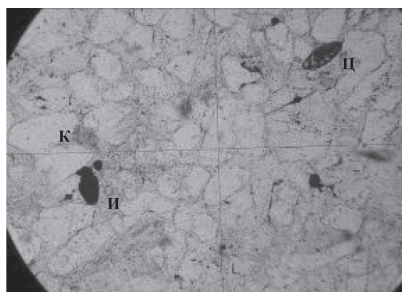
Николи II



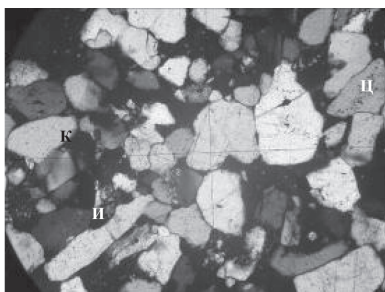
Николи +

**Рис. 3.** Пористый лейкоксен с вростками кальцита и веретеновидный до пластинчатого ильменит в алевропесчанике с карбонатным поровым цементом





Николи II



Николи +

**Рис. 4.** Разнозернистый кварцит-кварцевый песчаник с редкими рассеянными зернами циркона и ильменита

минералы. Главной причиной формирования тиманских россыпей стал процесс физического выветривания, игравший основную роль в освобождении титановых и других минералов из протерозойских пород в девонский период.

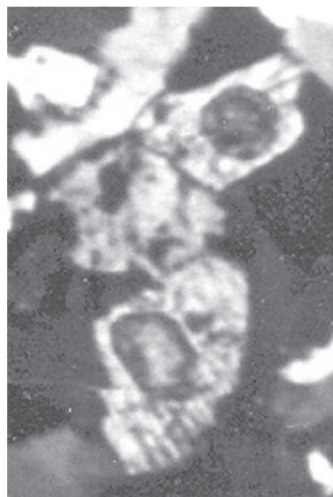
Грубообломочные титаноносные породы Пижемского месторождения являются промежуточными коллекторами золота. Золото встречается в Пижемской россыпи в количестве от первых сотен мг/т до 380 мг/т породы [1, 4].

В жильных телах, секущих позднепротерозойские породы, наблюдается тесное срастание циркона с монацитом (рис. 5), реже — монацита со ставролитом (рис. 6) и ксенотимом. Но в процессе физического выветривания они освобождаются друг от друга и вмещающей их жильной горной породы, поэтому в россыпь такие сростки не переходят.

Алмазы, присутствующие в Ичетьюской россыпи Умбинско-Средненского месторождения, отличают ее от других россыпей. Однако нельзя исключать возможности обнаружения алмазов в составе Пижемской россыпи на Среднем Тимане и Ярегской — на Южном при проведении дополнительных исследований.

Исходя из этого, можно сделать вывод о полиминеральности всех названных россыпей, независимо от количественных соотношений минералов титана и редкометалльно-редкоземельных минералов.

При этом их полиминеральность отражается и в множественности коренных первоисточников минералов россыпей:



**Рис. 5.** Обрастание монацитом зерен циркона (серое). Четлаский Камень. Николи II



**Рис. 6.** Монацит (светло-серое) кристаллизуется на двойнике ставролита. Верховья р. Мезени. Николи II

— для минералов титана бесспорным первоисточником являются позднепротерозойские метаморфические породы. Убедительно доказана метаморфогенная природа лейкоксена с выделением нескольких его разновидностей [2—4];

— для циркона, видимо, можно говорить о первоисточнике — грубозернистых кварцито-псаммитовых породах, переслаивающихся со сланцами;

— несколько другое положение занимают первоисточники редкоземельных и ниобиевых минералов. На Среднем Тимане известно несколько ниобиево-редкоземельных месторождений, а на Южном Тимане такие месторождения неизвестны. Вероятнее всего, главным источником ниобиевых и редкоземельных минералов являются гидротермально-пневматолитовые образования Тимана, т. е. другой первоисточник

по сравнению с источником титановых минералов;

— наконец, источник алмазов никоим образом не связан с отмеченным метаморфическим комплексом и прорывающими его жильными телами с редкометально-редко-земельной минерализацией. Относительно первоисточника и генезиса тиманских алмазов до сих пор продолжают дискуссии. Одним из возможных их источников могли быть кимберлиты, разновидности которых вскрыты скважинами на Вымской гряде. Однако алмазоносность таких кимберлитов нуждается в дополнительном их изучении.

Минеральный состав тиманских россыпей подчеркивает минерагеническое единство докембрийского фундамента всего Тимана, его золото-редкометально-редкоземельно-титановую специализацию.

### **Литература**

1. *Игнатьев В. Д., Бурцев И. Н.* Лейкоксен Тимана: минералогия и проблемы технологии. СПб.: Наука, 1997. 215 с.
2. *Калужный В. А.* Геология новых россыпеобразующих метаморфических формаций. М.: Наука, 1982. 264 с.
3. *Кочетков О. С.* Акцессорные минералы в древних толщах Тимана и Канина. Л.: Наука, 1976. 120 с.
4. *Швецова И. В.* Минералогия лейкоксена Ярегского месторождения. СПб.: Наука, 1975. 127 с.

# ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕПЛОВОГО ПОТОКА КИРОВСКО-КАЖИМСКОГО АВЛАКОГЕНА

Н. Н. Носкова

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

*[noskova@geo.komisc.ru](mailto:noskova@geo.komisc.ru)*

Геотермические исследования дают основную информацию о термодинамическом режиме Земли, источниках энергии и движущих силах ее геологического развития, энергетике геологических, геофизических и геохимических процессов, геодинамике тектонических структур и имеют принципиальное значение для понимания закономерностей развития земной коры и верхней мантии, а также закономерностей формирования и развития очагов землетрясений. Известно, что энергия тепловых потоков из недр Земли превышает энергию других процессов, происходящих в литосфере, в том числе и энергию землетрясений [1].

В пределах Кировско-Кажимского авлакогена фиксируется уменьшение значений теплового потока в южном направлении. Значения теплового потока в северной части Кировско-Кажимского авлакогена составляют 54—56 мВт/м<sup>2</sup>, а в южной части они уменьшаются до 30 мВт/м<sup>2</sup> [2]. Геотермический максимум — 56 мВт/м<sup>2</sup> фиксируется вблизи п. Кажим, здесь же наблюдаются аномалии в гравитационном и магнитном полях. Сравнение величин теплового потока на всем протяжении Кировско-Кажимского авлакогена позволяет выделить в верхней части литосферы районы повышенной (северный сегмент авлакогена), умеренной (центральный сегмент) и слабой (южный сегмент) геотермальной активности. На северном участке Кировско-Кажимского авлакогена кровля верхней мантии имеет более приподнятое положение, относительно его южной части. Поверхность Мохоровичича располагается здесь на глубине 38 км. В южной части авлакогена глубина залегания поверхности Мохо достигает 42 км. Таким образом, наблюдается прямая связь между плотностью теплового потока и глубиной залегания поверхности Мохо: северному участку прогиба отвечает более приподнятое положение верхней мантии и повышенные значения теплового потока, южному участку — более глубокое положение поверхности Мохо, большая мощность земной коры и пониженные значения теплового потока.

Для Кировско-Кажимского авлакогена наблюдается тенденция к утолщению земной коры при увеличении теплового потока. В пределах авлакогена отмечается разница в распределении тепловых потоков в отдельных его частях, свидетельствующая, по-видимому, о различии глубинных процессов и механизмов их формирования.

## **Литература**

1. *Блинова Т. С.* Прогноз геодинамически неустойчивых зон. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 163 с.
2. Карта теплового потока (под редакцией М. Д. Хуторского, 1997 г.).

# СОВРЕМЕННОЕ ТРАВЕРТИНООБРАЗОВАНИЕ ИСТОЧНИКА

## «ВАСЬКИН КЛЮЧ»

Н. В. Яшин

СыктГУ, Сыктывкар  
*nicolayyashin@rambler.ru*

Травертиновые источники относительно хорошо изучены с гидрогеологических и геохимических позиций. Непосредственно сами травертины, которые широко используются в качестве строительного материала, исследуются довольно активно микробиологами, однако многие минералогические вопросы остаются недостаточно исследованными.

Объектом наших исследований были травертины современного источника «Васькин ключ», который ранее уже изучался Н. П. Юшкиным, отметившим особую уникальность этого памятника природы и необходимость периодических наблюдений на этом объекте [1]. Им также были высказаны опасения о возможном разрушении травертинового поля в результате естественных природных процессов.

Проведенные нами экспедиционные работы проходили в начале сентября 2009 г. в Вологодской области на реке Сухона. Был изучен и детально описан источник «Васькин ключ», расположенный на левом берегу реки Сухоны в 6.5—7 км выше поселка Полдарса.

Вода падает с обрывистого берега высотой 10—12 м, сложенного переслаиванием трещиноватых белых и красноватых мергелей и глин татарского яруса верхней перми. Трещины в районе водопада выполнены карбонатным веществом. Ниже, в зоне водопада, располагаются известковистые глины (мергели) серо-белого цвета, видимой мощностью около 1 м. Пачка серо-белых глин разбита трещинами на блоки размером до 10 см. Трещины между блоками выполнены карбонатным веществом. Далее разрез перекрыт осыпью.

Сам водопад представлен узким жерлом диаметром около 15 см, из которого вода одной большой струей падает вниз под углом 60—70°. Ниже струя распадается веером, слева и справа от основной струи располагаются маленькие струи. В местах падения воды по склону растет мох ярко-зеленого цвета, который хорошо трассирует новые образования травертинов вдоль склона.

Исток ручья находится примерно в 30 м выше жерла водопада и выходит широкой полосой в 2—2.5 м из трещиноватых пород.

Зона интенсивного травертинообразования начинается в 11-12 м выше жерла водопада. Выше по ручью, до самого истока встречаются тонкие корочки травертина, образующиеся на обломках пород различного состава.

В первой зоне интенсивного травертинообразования (11—12 м от жерла) ручей течет мощной струей в ложе ручья шириной 20—50 см, по кра-

ям ручья растет травянистая и кустарниковая растительность, не перекрывающая доступ солнца.

Русло ручья представлено мелкой до 3 см галькой доломита, кварца, гранита, валунами песчаников.

В воздушных карманах, образованных падением воды, и по краю русла в пещерках, образованных выпадением из трещин материала русла, обнаруживаются полости, выполненные карбонатными корками кремового цвета, которые образуют натечные формы и выполняют промежутки между обломками подстилающих пород. Подобные карбонатные образования встречаются на поверхности подстилающих пород независимо от их состава. В местах быстрого или сплошного медленного течения карбонатные формы не образуются.

Образование пещерок в местах порогов связано с цементацией некоторых частей этого порога карбонатным веществом и укреплением мест падения воды, вследствие чего повышается скорость течения воды и слабосцементированные фрагменты вымываются. После чего образовавшиеся полости практически полностью заполняются отмершими растительными остатками и зарастают мхом. Мох и растительные остатки постепенно покрываются тонкой карбонатной коркой, образуя травертины с пористой текстурой, иногда с сохранением реликтовых форм мха и растительных остатков (веток и игл хвойных деревьев). Основная пористая масса сверху покрывается карбонатной коркой толщиной до 5 мм со слоистой текстурой.

В 5.5—6 м от первой зоны интенсивного травертинообразования так же наблюдается образование карбонатов в виде массивных и пористых псевдоморфоз по мхам и крупным растительным (древесным) остаткам.

Область наиболее интенсивного образования травертина начинается с крупной ступени (примерно в 1.5 м от жерла водопада), вертикальная часть которой покрыта карбонатным веществом. В прижерловой части обнаружена крупная полость диаметром 0.3—0.5 м, которая покрыта ярко выраженными натечными формами карбоната. В эту полость сливается одна из ответвляющихся струй ручья.

Ниже, в 4 м от жерла водопада, развиты массивные плотные травертины серо-бежевого цвета, на поверхности которых произрастает травянисто — моховая растительность.

У подошвы второй ступени так же развиты массивные плотные травертины. Их поверхность так же покрыта моховой растительностью, и на ней развиты сфероидальные желтовато-серые образования карбонатного состава, размером 2—3 см, которые сформировались под более тонкими, прогретыми струями воды, нежели сами травертины.

В зоне стекания ручья на пологий берег в 5—6 м от линии воды обильно развиты водоросли, и следов развития травертинов не обнаружено.

В ходе полевых работ было установлено, что травертины образуются на всем протяжении ручья, начиная от тонких (доли миллиметра) корок

на обломках пород различного состава у истока ручья, пористых и натечных образований на ступенях по течению ручья, до массивных микрозернистых травертинов, формирующих крупные ступени (до 2—3 м) в зоне водопада. По предварительным наблюдениям степень кристалличности породы не меняется в различных формах карбонатных образований (тонких корках, пористых агрегатах и массивных ступеней). Установлено, что структура и текстура новообразованного травертина напрямую зависит от субстрата, который замещает карбонатное вещество.

В результате проведенных полевых наблюдений было выявлено, что за прошедшие 15 лет морфология травертиновых образований в зоне водопада принципиально не изменилась.

### **Литература**

1. Юшкин Н. П. «Окаменелый мох» травертинового источника на реке Сухоне // Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона. 1994. С. 96—104. (Труды ИГ Коми НЦ УрО РАН; Вып. 84).

## СПИСОК ПРИНЯТЫХ СОКРАЩЕНИЙ

АФ МГТУ — Апатитский филиал Мурманского государственного технического университета

ВСЕГЕИ — Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. Карпинского

ГИ КНЦ РАН — Геологический институт Кольского научного центра Российской академии наук

ГИН РАН — Геологический институт Российской академии наук

ГОУ ВПО УГГУ — Уральский государственный горный университет

ДВГИ ДВО РАН — Дальневосточный геологический институт Дальневосточного отделения Российской академии наук

ИГ УрО РАН — Институт геофизики Уральского отделения Российской академии наук

ИГД УрО РАН — Институт горного дела Уральского отделения Российской академии наук

ИГиГ УрО РАН — Институт геологии и геохимии Уральского отделения Российской академии наук

ИГ Коми НЦ УрО РАН — Институт геологии Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук

Институт геохимии окружающей среды НАН — Институт геохимии окружающей среды Национальной академии наук и Министерства по вопросам чрезвычайных ситуаций Украины

ИПНГ СО РАН — Институт проблем нефти и газа Сибирского отделения Российской академии наук

ИФВД РАН — Институт физики высоких давлений Российской академии наук

ИЭМ РАН — Институт экспериментальной минералогии Российской академии наук

КГУ — Казанский государственный университет

КНУ — Киевский национальный университет им. Тараса Шевченко

Кунгурская лаборатория-стационар ГИ УрО РАН — Кунгурская лаборатория-стационар Горного института Уральского отделения Российской академии наук

МГУ — Московский государственный университет

ООО “Печорнипинефть” — ООО “Печорский научно-исследовательский и проектный институт нефтяной промышленности”

СПбГГИ (ТУ) — Санкт-Петербургский государственный горный институт (Технический университет)

СыктГУ — Сыктывкарский государственный университет

УГТУ — Ухтинский государственный технический университет

ЯрГУ — Ярославский государственный университет



## АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

|                  |        |                    |          |
|------------------|--------|--------------------|----------|
| Алексеева А. Н.  | 3      | Могутов А. С.      | 105      |
| Артеева Т. А.    | 6      | Моргунова А. А.    | 107      |
| Астахова И. С.   | 215    | Носкова Н. Н.      | 223      |
| Баринов Н. Н.    | 52     | Носова Ф. Ф.       | 121      |
| Барковский Н. Н. | 9      | Перевозчиков Д. Ю. | 111      |
| Безинова Л. В.   | 14     | Петров М. М.       | 115, 138 |
| Безносов П. А.   | 17     | Петровский В. А.   | 151      |
| Братусь П. П.    | 21     | Понарядов А. В.    | 118      |
| Буравская М. Н.  | 24     | Пронин Н. В.       | 121      |
| Бурдельная Н. С. | 28     | Процько О. С.      | 128      |
| Бушарина С. В.   | 68, 71 | Ревуцкая А. А.     | 73       |
| Горбачев Н. С.   | 31     | Рудакова А. В.     | 132      |
| Гракова О. В.    | 35     | Салихов И. А.      | 134      |
| Груздев Д. А.    | 30     | Сандула А. Н.      | 58       |
| Денисова Ю. В.   | 39     | Сивцев А. И.       | 115, 138 |
| Елфимов П. С.    | 41     | Симакова Ю. С.     | 145      |
| Ершова О. В.     | 219    | Соболева А. А.     | 41       |
| Жариков С. Н.    | 46     | Соколова Л. В.     | 141      |
| Иванов В. В.     | 49, 52 | Стещенко Е. Н.     | 142      |
| Исаенко С. И.    | 55     | Суворова Н. С.     | 145      |
| Канева Н. А.     | 58     | Сухарев А. Е.      | 151      |
| Квасница И. В.   | 62     | Сычев С. Н.        | 155      |
| Ковальчук Н. С.  | 66     | Тарасенко А. Б.    | 159      |
| Колесова Л. Г.   | 49, 52 | Тимофеева М. Г.    | 3        |
| Колтышева Е. С.  | 68, 71 | Толстобров Д. С.   | 162      |
| Колька В. В.     | 162    | Турков К. А.       | 165      |
| Кондакова Г. В.  | 73     | Удоратин В. В.     | 96       |
| Кононов В. В.    | 52     | Уляшева Н. С.      | 171      |
| Корсакова О. П.  | 3, 142 | Утова А. Ю.        | 177      |
| Костюк А. В.     | 31     | Фауст А. В.        | 183      |
| Кряжев А. А.     | 76     | Филоненко В. П.    | 151      |
| Кряжева И. В.    | 80     | Фролова Е. В.      | 186      |
| Кургузова А. В.  | 83     | Хазов А. Ф.        | 189      |
| Курчаков В. В.   | 183    | Худеньких К. О.    | 194      |
| Лебедев И. И.    | 87     | Шадрин А. Н.       | 198      |
| Леснов С. В.     | 49, 52 | Шайбеков Р. И.     | 200      |
| Лотина А. А.     | 49, 52 | Шеболкин Д. Н.     | 204      |
| Лысюк А. Ю.      | 92     | Шемякина Т. И.     | 62       |
| Магомедова А. Ш. | 96     | Шушков Д. А.       | 208      |
| Макеев Б. А.     | 99     | Яшин Н. В.         | 225      |
| Машин Д. О.      | 177    | Яшина О. Ю.        | 212      |
| Мингалёв А. Н.   | 103    |                    |          |

## СОДЕРЖАНИЕ

|                                                                                                                                                                           |    |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДИАТОМОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ.<br><i>А. Н. Алексеева, О. П. Корсакова, М. Г. Тимофеева</i> .....                               | 3  |
| ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТА КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ<br>НИНЬЮСКО-НИНЬХОЙСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ<br>(ХРЕБЕТ МАНИТАНЫРД, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ). <i>Т. А. Артеева</i> .....                               | 6  |
| ВЛИЯНИЕ ДАВЛЕНИЯ И ТЕМПЕРАТУРЫ НА ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ<br>СВОЙСТВА ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ НЕФТИ И ГАЗА ДЛЯ РАЗНЫХ<br>ТИПОВ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД. <i>Н. Н. Барковский</i> .....    | 9  |
| ВКРАПЛЕННАЯ РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ПОРОД<br>БЕДАМЕЛЬСКОЙ СЕРИИ НИНЬЮСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ<br>(ХРЕБЕТ МАНИТАНЫРД, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ). <i>Л. В. Безинова</i> .....                   | 14 |
| НОВЫЕ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ НАХОДКИ<br>ИЗ СЛОЯ «РЫБНОГО ДОЛОМИТА». <i>П. А. Безносков</i> .....                                                                              | 17 |
| ОСОБЕННОСТИ МОРФОЛОГИИ И СОДЕРЖАНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ-<br>ПРИМЕСЕЙ В ЗОЛОТЕ ВОСТОЧНО-ВОЙКАРСКОЙ ПЛОЩАДИ.<br><i>П. П. Братусь</i> .....                                            | 21 |
| ТЯЖЕЛАЯ ФРАКЦИЯ СОВРЕМЕННОГО АЛЛЮВИЯ РЕКИ ВЫЧЕГДЫ.<br><i>М. Н. Буравская</i> .....                                                                                        | 24 |
| ГЕОХИМИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ВЕРХНЕЮРСКИХ ТОЛЩ<br>РУССКОЙ ПЛИТЫ. <i>Н. С. Бурдельная</i> .....                                                                         | 28 |
| ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ<br>ОТЛОЖЕНИЙ МАТЯШОРСКОЙ ТОЛЩИ (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ).<br><i>Д. А. Груздев</i> .....                                              | 30 |
| КРИТИЧЕСКИЕ СООТНОШЕНИЯ ВО ФЛЮИДСОДЕРЖАЩЕЙ<br>ВЕРХНЕЙ МАНТИИ, НАДКРИТИЧЕСКИЕ ФЛЮИДОРАСПЛАВЫ<br>И ГЕНЕЗИС ТУФФИЗИТОВ. <i>Н. С. Горбачев, А. В. Костюк</i> .....            | 31 |
| МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АЛМАЗОНОСНЫХ<br>ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АСЫВВОЖСКОЙ СВИТЫ<br>ЮЖНОГО ТИМАНА. <i>О. В. Гракова</i> .....                                      | 35 |
| АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ НИКОЛАЙШОРСКОГО<br>ГРАНИТОИДНОГО МАССИВА. <i>Ю. В. Денисова</i> .....                                                                                | 39 |
| МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ ШПИНЕЛИ ИЗ УЛЬТРАМАФИЧЕСКИХ ПОРОД<br>ОЛЫСЯ-МУСЮРСКОГО И СИНОТВОЖСКОГО МАССИВОВ<br>(ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ). <i>П. С. Елфимов, А. А. Соболева</i> .....          | 41 |
| О ВЗРЫВНЫХ РАБОТАХ НА КАРЬЕРАХ ПРИМЕНИТЕЛЬНО<br>К ВЫСОКИМ УСТУПАМ. <i>С. Н. Жариков</i> .....                                                                             | 46 |
| НАХОДКА ЛЕРЦОЛИТСОДЕРЖАЩИХ ПИКРОБАЗАЛЬТОВ<br>(СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЕ ОТРОГИ ЦЕНТРАЛЬНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ).<br><i>В. В. Иванов, Л. Г. Колесова, С. В. Леснов, А. А. Лотина</i> ..... | 49 |

|                                                                                                                                                                                                                                                  |    |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| ШПИНЕЛИДЫ ИЗ АССОЦИАЦИИ БАРОФИЛЬНЫХ МИНЕРАЛОВ<br>РОССЫПНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОЛОТИСТОЕ<br>(ЦЕНТРАЛЬНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ). <i>В. В. Иванов, Л. Г. Колесова,<br/>А. А. Лотина, С. В. Леснов, Н. Н. Баринев, В. В. Кононов</i> .....                      | 52 |
| СПЕКТРЫ КОМБИНАЦИОННОГО РАССЕЯНИЯ<br>И АККОМПАНИРУЮЩЕЙ ЛАЗЕРНОЙ ЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ<br>ТЕХНИЧЕСКИХ МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЗУЕМЫХ В ПРОЦЕССЕ<br>ИЗГОТОВЛЕНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ПРЕПАРАТОВ.<br><i>С. И. Исаенко</i> .....                                            | 55 |
| ВЕРХНЕМОСКОВСКО-КАСИМОВСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВЕРХНИХ<br>ВОРОТ РЕКИ ЩУТЕР. <i>Н. А. Канева, А. Н. Сандула</i> .....                                                                                                                                      | 58 |
| К МИНЕРАЛОГИИ ГРАНАТА ИЗ НЕОГЕНОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ<br>ВЫГОРЛАТ-ГУТИНСКОЙ ГРЯДЫ (ЗАКАРПАТЬЕ, УКРАИНА).<br><i>И. В. Квасница, Т. И. Шемякина</i> .....                                                                                              | 62 |
| ОСОБЕННОСТИ ЮШКИНИТА НА МИКРОУРОВНЕ. <i>Н. С. Ковальчук</i> ...                                                                                                                                                                                  | 66 |
| ТЕКТОНИЧЕСКАЯ УНАСЛЕДОВАННОСТЬ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ<br>(НА ПРИМЕРЕ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОГО РЕГИОНА).<br><i>Е. С. Колтышева, С. В. Бушарина</i> .....                                                                                                    | 68 |
| СВОДНЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧ-<br>НОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И УРАЛА.<br><i>Е. С. Колтышева, С. В. Бушарина</i> .....                                                                                        | 71 |
| ИЗУЧЕНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ РОСТА БАЦИЛЛЫ, ВЫДЕЛЕННОЙ<br>ИЗ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ВОРОТИЛОВСКОЙ ГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ.<br><i>Г. В. Кондакова, А. А. Ревуцкая</i> .....                                                                                             | 73 |
| ИССЛЕДОВАНИЕ НАНОПЛЕНКИ УГЛЕРОДА, НАПЫЛЕННОЙ<br>НА МОНОКРИСТАЛЛИЧЕСКУЮ КРЕМНИЕВУЮ ПОДЛОЖКУ.<br><i>А. А. Кряжев</i> .....                                                                                                                         | 76 |
| МЕЛКИЕ МЛЕКОПИТАЮЩИЕ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА<br>И ГОЛОЦЕНА СЕВЕРА УРАЛА. <i>И. В. Кряжева</i> .....                                                                                                                                                 | 80 |
| О ВОЗРАСТЕ И ВОЗМОЖНЫХ ИСТОЧНИКАХ ВЕЩЕСТВА<br>МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД ГОНЖИНСКОЙ СЕРИИ<br>(АМУРСКИЙ СУПЕРТЕРРЕЙН ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО<br>СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА): РЕЗУЛЬТАТЫ Sm-Nd ИЗОТОПНО-<br>ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ. <i>А. В. Кургузова</i> ..... | 83 |
| К ВОПРОСУ ОБ ОРГАНИЧЕСКОМ ВЕЩЕСТВЕ В ПОРОДАХ<br>ФУНДАМЕНТА ВАРАНГЕР-ТИМАНСКОЙ ЗОНЫ. <i>И. И. Лебедев</i> .....                                                                                                                                   | 87 |
| НОРИЛЬСКИЙ ПЕТРОФУЛЬГУРИТ. <i>А. Ю. Лысюк</i> .....                                                                                                                                                                                              | 92 |
| ОСОБЕННОСТИ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА<br>СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ «СЫКТЫВКАР» И «ИЖМА».<br><i>А. Ш. Магомедова, В. В. Удоратин</i> .....                                                                                                           | 96 |
| МИНЕРАЛЫ ТЯЖЕЛОЙ ФРАКЦИИ МАЛОРУЧЕЙСКОЙ<br>ТИТАНОНОСНОЙ ТОЛЩИ D2mr1 (СРЕДНИЙ ТИМАН).<br><i>Б. А. Макеев</i> .....                                                                                                                                 | 99 |

|                                                                                                                                                                                                                                  |     |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| КАЛЬЦИТОВЫЕ РАЗНОВИДНОСТИ В АЛМАЗОНОСНЫХ<br>КАРБОНАТИТАХ МОНТАНА БЛАНКА (КАНАРСКИЙ АРХИПЕЛАГ,<br>ИСПАНИЯ). <i>А. Н. Мингалёв</i> .....                                                                                           | 103 |
| ПРОЦЕСС ВЫТЕСНЕНИЯ НЕФТИ В ПОРИСТЫХ СРЕДАХ.<br><i>А. С. Могутов</i> .....                                                                                                                                                        | 105 |
| МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ НА РАННЕЙ<br>СТАДИИ МЕТАМОРФИЗМА (ГРИДИНСКИЙ КОМПЛЕКС, КАРЕЛИЯ).<br><i>А. А. Моргунова</i> .....                                                                                         | 107 |
| ПЕТРОГРАФИЯ АЛЬБИТИТОВ ЮНЬЯГИНСКОГО УЧАСТКА<br>ВОЙКАРО-СЫНЬИНСКОГО МАССИВА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ).<br><i>Д. Ю. Перевозчиков</i> .....                                                                                                   | 111 |
| ПРИЧИНЫ И УСЛОВИЯ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ<br>ГОРНЫХ ПОРОД. <i>М. М. Петров, А. И. Сивцев</i> .....                                                                                                                            | 115 |
| СПЕКТР КАТАЛИТИЧЕСКОГО ДЕЙСТВИЯ ПОВЕРХНОСТЕЙ<br>МИНЕРАЛЬНЫХ СИСТЕМ. <i>А. В. Понарядов</i> .....                                                                                                                                 | 118 |
| ГЕНЕЗИС, УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И УРОВЕНЬ<br>ТЕРМАЛЬНОЙ ЗРЕЛОСТИ ОВ ПОРОД ДОМАНИКОВОГО ГОРИЗОНТА<br>НА ОСНОВЕ ХРОМАТОГРАФИЧЕСКИХ И ХРОМАТОМАСС-<br>СПЕКТРОМЕТРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ.<br><i>Н. В. Пронин, Ф. Ф. Носова</i> ..... | 121 |
| ГУМУСОВОЕ ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО ПЕРМСКИХ<br>УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НЕЧЕНСКОГО БУРОУГОЛЬНОГО<br>МЕСТОРОЖДЕНИЯ. <i>О. С. Процько</i> .....                                                                                           | 128 |
| ПРОБЛЕМЫ РАСЧЛЕНЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА<br>ТУФО-ЛАВОВОЙ ТОЛЩИ НОРИЛЬСКОГО РУДНОГО РАЙОНА.<br><i>А. В. Рудакова</i> .....                                                                                                  | 132 |
| МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНЫХ РУД<br>ВЕРХНЕЯЮСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НА ПОЛЯРНОМ УРАЛЕ.<br><i>И. А. Салихов</i> .....                                                                                               | 134 |
| НАДВИГОВАЯ ДИСЛОКАЦИЯ В БЕРЕЗОВСКОЙ ВПАДИНЕ.<br><i>А. И. Сивцев, М. М. Петров</i> .....                                                                                                                                          | 138 |
| КОНОДОНТЫ РОДА <i>GALERODUS</i> MELNIKOV, 1987<br>ИЗ ЛЛАНДОВЕРИ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА (Р. КОЖЫМ).<br><i>Л. В. Соколова</i> .....                                                                                                    | 141 |
| ГЕОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ<br>ВОЗЁРНЫХ КОТЛОВИНАХ СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ НА ПОБЕРЕЖЬЕ<br>БЕЛОГО МОРЯ. <i>Е. Н. Стешенко, О. П. Корсакова</i> .....                                                               | 142 |
| СОСТАВ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД ВЕРХНЕПЕРМСКОГО НЕЧЕНСКОГО<br>БУРОУГОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (КОСЬЮ-РОГОВСКАЯ ВПАДИНА)<br><i>Н. С. Суворова, Ю. С. Симакова</i> .....                                                                        | 145 |
| ФОРМИРОВАНИЕ МИКРОПОЛИКРИСТАЛЛИЧЕСКИХ АЛМАЗНЫХ<br>АГРЕГАТОВ С УЧАСТИЕМ ГАЗОВОЙ ФАЗЫ<br><i>А. Е. Сухарев, В. А. Петровский, В. П. Филоненко</i> .....                                                                             | 151 |

|                                                                                                                                                                                                           |     |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| ЗОНА ЗАПАДНОГО КОНТАКТА ДЗЕЛЯЮСКОГО ТЕРРЕЙНА (ПЛАСТИНЫ)<br><i>С. Н. Сычев</i> .....                                                                                                                       | 155 |
| СОСТАВ, СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ<br>БУРЕГСКОЙ СВИТЫ ПСКОВСКО-ДЕМЯНСКОЙ ФАЦИАЛЬНОЙ<br>ЗОНЫ<br><i>А. Б. Тарасенко</i> .....                                                                          | 159 |
| ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВОЗЁРНЫХ КОТЛОВИНАХ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ<br>БЕЛОГО МОРЯ И ГЛЯЦИОИЗОСТАТИЧЕСКОЕ ПОДНЯТИЕ СУШИ<br>(НА ПРИМЕРЕ РАЙОНА ЭНГОЗЕРО, СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ).<br><i>Д. С. Толстобров, В. В. Колька</i> ..... | 162 |
| КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ НЕРКАЮСКОГО КОМПЛЕКСА.<br><i>К. А. Турков</i> .....                                                                                                                                | 165 |
| ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ОБРАЗОВАНИЯ МАФИТОВ<br>ХАРБЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ).<br><i>Н. С. Уляшева</i> .....                                                                                    | 171 |
| ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАЛЛОНОСНОСТИ ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ<br>РЕСПУБЛИКИ КОМИ.<br><i>А. Ю. Утова, Д. О. Машин</i> .....                                                                                               | 177 |
| ГРАНИТОИДЫ ИЛЬЯИЗСКОЙ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОЙ СТРУК-<br>ТУРЫ (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ).<br><i>А. В. Фауст, В. В. Курчавов</i> .....                                                                                 | 183 |
| ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ<br>ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ<br>ЕЪЮГАНСКОГО КУПОЛА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ).<br><i>Е. В. Фролова</i> .....                                              | 186 |
| АУТИГЕННЫЕ ЗОЛОТО-СВИНЦОВЫЕ КЕЛИФИТОВЫЕ КАЙМЫ<br>НА ЗОЛОТИНАХ ИЗ УРАЛЬСКИХ ЗОЛОТОПЛАТИНОВЫХ РОССЫПЕЙ.<br><i>А. Ф. Хазов</i> .....                                                                         | 189 |
| ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ КАРСТУЮЩИХСЯ ПОРОД<br>НА ТЕРРИТОРИИ ГОРОДА КУНГУРА ПЕРМСКОГО КРАЯ.<br><i>К. О. Худеньких</i> .....                                                                            | 194 |
| ВИЗЕЙСКИЕ КАРБОНАТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ<br>РЕКИ БОЛЬШОЙ ШЕЖИМ (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ).<br><i>А. Н. Шадрин</i> .....                                                                                       | 198 |
| ИЛЬМЕНИТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ПОРОДАХ<br>ГАББРО-ДОЛЕРИТОВОГО КОМПЛЕКСА ПАЙ-ХОЯ.<br><i>Р. И. Шайбеков</i> .....                                                                                             | 200 |
| ХАРАКТЕРИСТИКА УСТЬДУРНАЮСКОЙ СВИТЫ НА РЕКЕ ИЗЬЯЮ<br>(ГРЯДА ЧЕРНЫШЕВА).<br><i>Д. Н. Шеболкин</i> .....                                                                                                    | 204 |
| ЦЕОЛИТСОДЕРЖАЩИЕ ПОРОДЫ ТИМАНА: ПРОБЛЕМЫ<br>И ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДЛЯ ОЧИСТКИ ВОДЫ.<br><i>Д. А. Шушков</i> .....                                                                                    | 208 |

|                                                                                                             |     |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО ВЕРХНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ<br>СЕЙДИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ.<br><i>О. Ю. Яшина</i> .....    | 212 |
| МИНЕРАЛЬНЫЕ ПИГМЕНТЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА<br>ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ. <i>И. С. Астахова</i> .....                | 215 |
| СРАВНИТЕЛЬНАЯ МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ<br>ХАРАКТЕРИСТИКА ТИМНСКИХ РОССЫПЕЙ.<br><i>О. В. Ершова</i> ..... | 219 |
| ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕПЛОВОГО ПОТОКА<br>КИРОВСКО-КАЖИМСКОГО АВЛАКОГЕНА. <i>Н. Н. Носкова</i> .....               | 223 |
| СОВРЕМЕННОЕ ТРАВЕРТИНООБРАЗОВАНИЕ ИСТОЧНИКА<br>«ВАСЬКИН КЛЮЧ». <i>Н. В. Яшин</i> .....                      | 225 |
| СПИСОК ПРИНЯТЫХ СОКРАЩЕНИЙ .....                                                                            | 228 |
| АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ .....                                                                                   | 229 |



# **СТРУКТУРА, ВЕЩЕСТВО, ИСТОРИЯ ЛИТОСФЕРЫ ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА**

Материалы 18-й научной конференции  
Института геологии Коми НЦ УрО РАН

**Компьютерная верстка**

*Г. Н. Каблис*

**Оформление обложки**

*О. П. Велегжанинов*

Компьютерный набор. Подписано в печать 4.12.2008.

Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага офсетна. Печать РИЗО.

Тираж 220

Усл. печ. л. 14

Заказ 765

---

Издательско-информационный отдел

Институт геологии Коми научного центра УрО РАН.

167982 ГСП-2, Республика Коми, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54.

*geoprint@geo.komisc.ru*